



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI CAGLIARI
DOTTORATO DI RICERCA IN DIFESA E CONSERVAZIONE
DEL SUOLO, VULNERABILITÀ AMBIENTALE E
PROTEZIONE IDROGEOLOGICA
XIX CICLO

LA VALUTAZIONE DI PERICOLOSITÀ
GEOLOGICA A SCALA LOCALE. ZONAZIONE
DEI VERSANTI DI MURAVERA E DELLA
VALLE DEL RIO PARDU

RELATORE:

PROF. ING. GIULIO BARBIERI

DOTTORANDO:

PAOLO CAMBULI

RINGRAZIAMENTI

Ringrazio tutti coloro che in qualche modo hanno contribuito alla realizzazione di questo progetto; un ringraziamento particolare va al prof. ing. Giulio Barbieri che mi ha permesso di realizzare questa indimenticabile esperienza, e a Noemi che mi è stata sempre vicina in tutti questi anni.

INDICE

INTRODUZIONE.....	1
 CAP. 1 – ZONAZIONE DI PERICOLOSITÀ GEOLOGICA: TEORIA E	
METODI	4
<i>1.1 – Pericolosità geologica e pianificazione territoriale</i>	<i>4</i>
<i>1.2 – Il fattore scala nelle analisi di suscettibilità geologica</i>	<i>5</i>
<i>1.3 – La scala nazionale (<1/1.000.000).....</i>	<i>5</i>
<i>1.4 – La scala regionale (<1/100.000)</i>	<i>6</i>
<i>1.5 – La scala media (1/10.000 - 1/50.000).....</i>	<i>6</i>
<i>1.6 – La grande scala (<1/10.000)</i>	<i>6</i>
<i>1.7 – La conoscenza dei fenomeni pregressi</i>	<i>7</i>
<i>1.8 – I metodi di zonazione di suscettività geologica</i>	<i>7</i>
<i>1.8.1 – I metodi deterministici</i>	<i>8</i>
<i>1.8.2 – I metodi relativi.....</i>	<i>13</i>
<i>1.8.2.1 – Metodi euristici</i>	<i>13</i>
<i>1.8.2.2 – Metodi statistici.....</i>	<i>15</i>
<i>1.8.2.3 – Il metodo neurale</i>	<i>31</i>
<i>1.8.3 – Metodologie utilizzate per l’analisi di stabilità di una parete rocciosa</i>	<i>33</i>
<i>1.8.3.1 – Metodologie utilizzate per il rilevamento e la caratterizzazione dei sistemi di giunti.....</i>	<i>33</i>
<i>1.8.3.2 – Le classificazioni geomeccaniche basate sull’indice RMR (Rock Mass Rating)</i>	<i>48</i>
<i>1.8.3.3 – Valutazione di pericolosità basata sull’indice SMR (Slope Mass Rating).....</i>	<i>50</i>

CAP. 2 – INQUADRAMENTO GEOLOGICO DEI TERRITORI DI MURAVERA E DELLA VALLE DEL RIO PARDU.....	51
2.1 – <i>Geologia regionale</i>	51
2.2 – <i>Il territorio di Muravera</i>	56
2.2.1 – <i>Inquadramento geomorfologico del territorio di Muravera</i>	59
2.2.2 – <i>Geologia dell'area di Muravera.....</i>	60
2.2.3 – <i>Paleozoico.....</i>	62
2.2.4 – <i>Depositi Quaternari.....</i>	71
2.3 – <i>Il territorio della valle del Rio Pardu.....</i>	73
2.3.1 – <i>Inquadramento geomorfologico della valle del Rio Pardu</i>	74
2.3.2 – <i>Geologia della valle del rio Pardu</i>	77
 CAP. 3 – I FENOMENI FRANOSI NEI TERRITORI DI MURAVERA E DELLA VALLE DEL RIO PARDU	 81
3.1 – <i>Analisi e storia dei dissesti nel territorio di Muravera</i>	81
3.2 – <i>Analisi e storia dei dissesti nella valle del rio Pardu</i>	92
 CAP. 4 – LA ZONAZIONE DI PERICOLOSITÀ GEOLOGICA DEL VERSANTE DI MURAVERA.....	 102
4.1 – <i>Metodologia di valutazione dell'instabilità dei versanti</i>	102
4.2 – <i>Metodologia d'indagine.....</i>	103
4.3 – <i>Descrizione del processo di valutazione dell'instabilità dei versanti</i>	73
4.4 – <i>I parametri considerati</i>	107
4.5 – <i>Il rilevamento litotecnico</i>	108
4.6 – <i>Descrizione dei parametri utilizzati nel rilevamento – Rocce Lapidree.....</i>	112
4.7 – <i>Descrizione dei parametri utilizzati nel rilevamento – Rocce Non Lapidree</i>	115

<i>4.8 – Analisi ed elaborazione della carta di pericolosità.....</i>	<i>116</i>
---	------------

CAP. 5 – LA ZONAZIONE DI PERICOLOSITÀ GEOLOGICA DEI

VERSANTI DELLA VALLE DEL RIO PARDU.....	134
<i>5.1 – Metodologie di valutazione della pericolosità geologica.....</i>	<i>134</i>
<i>5.2 – Analisi con il metodo dell’Overlay Mapping.....</i>	<i>135</i>
<i>5.3 – Analisi con il metodo del Weight of evidence</i>	<i>145</i>
<i>5.4 – Analisi con il metodo delle Reti Neurali</i>	<i>161</i>
<i>5.5 – Considerazioni finali.....</i>	<i>168</i>

CAP. 6 – LA ZONAZIONE DI PERICOLOSITÀ GEOLOGICA DI

GAIRO TAQUISARA	171
<i>6.1 – Introduzione</i>	<i>171</i>
<i>6.2 – Stazione strutturale 01</i>	<i>176</i>
<i>6.3 – Stazione strutturale 02</i>	<i>178</i>
<i>6.4 – Stazione strutturale 03</i>	<i>180</i>
<i>6.5 – Stazione strutturale 04</i>	<i>182</i>
<i>6.6 – Stazione strutturale 05</i>	<i>184</i>
<i>6.7 – Stazione strutturale 06</i>	<i>186</i>
<i>6.8 – Stazione strutturale 07</i>	<i>188</i>
<i>6.9 – Stazione strutturale 08</i>	<i>190</i>
<i>6.10 – Stazione strutturale 09</i>	<i>192</i>
<i>6.11 – Stazione strutturale 10</i>	<i>194</i>
<i>6.12 – Stazione strutturale 11</i>	<i>196</i>
<i>6.13 – Stazione strutturale 12</i>	<i>198</i>
<i>6.14 – Stazione strutturale 13</i>	<i>200</i>
<i>6.15 – Stazione strutturale 14</i>	<i>202</i>
<i>6.16 – Stazione strutturale 15</i>	<i>204</i>
<i>6.17 – Stazione strutturale 16</i>	<i>206</i>

<i>6.18 – Stazione strutturale 17</i>	<i>208</i>
<i>6.19 – Stazione strutturale 18</i>	<i>210</i>
<i>6.20 – Stazione strutturale 19</i>	<i>212</i>
<i>6.21 – Stazione strutturale 20</i>	<i>214</i>
<i>6.22 – Analisi con il metodo SMR.....</i>	<i>216</i>
CONCLUSIONI.....	222
BIBLOGRAFIA	228

CAPITOLO 1

ZONAZIONE DI PERICOLOSITÀ GEOLOGICA: TEORIA E METODI

1.1 *Pericolosità geologica e pianificazione territoriale*

La valutazione della pericolosità del territorio in relazione ai fenomeni d'instabilità dei versanti è ormai, nelle realtà odierne, un'operazione necessaria e imprescindibile per una corretta gestione del territorio.

Per poter pianificare correttamente lo sviluppo di una regione è necessario conoscere i diversi aspetti ambientali che la caratterizzano. Tra i vari elementi, assume un ruolo di particolare importanza la conoscenza delle aree instabili o potenzialmente instabili. Una corretta pianificazione territoriale infatti non può prescindere dai seguenti punti:

- Assicurare a tutti i cittadini, a tutti i beni, e a tutte le attività socio economiche presenti in una data area un livello di sicurezza accettabile, atto a preservare l'incolumità di beni, persone e attività riguardo al possibile manifestarsi di eventi calamitosi.
- Inibire attività ed interventi che ostacolino o precludano il raggiungimento di livelli di sicurezza idrogeologica del territorio
- Evitare la creazione di nuove situazioni di rischio, sia mitigando le situazioni di pericolosità geomorfologica, sia precludendo l'insediamento di nuovi elementi a rischio in aree instabili.
- Produrre un piano di coordinamento degli interventi sul territorio, atti a mitigare le situazioni di rischio e quando possibile quelle di pericolo.

Per poter utilizzare un metodo generale e standard di valutazione del rischio geoambientale connesso con i fenomeni di instabilità dei versanti è necessario introdurre il concetto di pericolosità geologica.

Si definisce pericolosità H , di un certo evento geoambientale, la probabilità che esso si manifesti in una certa area entro un certo periodo di tempo e con una certa intensità. La previsione comprende sia la valutazione delle

condizioni d'instabilità dei versanti, sia la previsione del tempo di ritorno di un evento calamitoso, ovvero la probabilità che questo si manifesti con una certa intensità entro un certo periodo di tempo, Varnes & I.A.E.G.(1984).

Si definiscono elementi a rischio E , tutti quegli elementi per i quali è ipotizzabile una qualche forma di danneggiamento se interessati da un evento franoso; essi comprendono: le persone, gli agglomerati urbani, le infrastrutture primarie, i servizi pubblici e privati, i beni culturali e ambientali, ecc.

Si definisce vulnerabilità V , di un elemento a rischio, la sua capacità di resistere alle sollecitazioni indotte da un evento calamitoso; essa varia da zero, quando la sua capacità di resistenza è totale, ad uno, quando la sua capacità di resistenza è nulla.

Il rischio geologico è il prodotto dei tre valori sopracitati:

$$R = H \times E \times V$$

Esso quantifica il grado di perdite atteso nel caso si manifestasse un dato evento calamitoso su di una certa area.

A differenza del concetto di pericolosità quello di suscettibilità geologica dei versanti è invece privo dell'aspetto temporale e di intensità del fenomeno; in questo lavoro si farà riferimento quasi esclusivamente al concetto di suscettibilità, anche se in sintonia con la terminologia corrente si utilizzerà impropriamente il termine di pericolosità.

1.2 Il fattore scala nelle analisi di suscettibilità geologica

Poiché la tipologia e la qualità delle informazioni da reperire è legata alla scala con la quale s'intende produrre uno studio, ogni tecnico che operi nel campo della valutazione di suscettibilità geologica dei versanti, dovrebbe porsi la seguente domanda:

- A quale scala e con quale grado di dettaglio si devono produrre gli elaborati?

La scelta della scala e del grado di dettaglio sono i primi elementi da prendere in considerazione quando si intende avviare uno studio di suscettibilità geologica dei versanti. Infatti, la scala dell'analisi vincolerà sia la tipologia di dati da reperire, sia la metodologia di analisi da utilizzare. Le seguenti scale d'analisi sono quelle più comunemente utilizzate nelle zonazioni di suscettibilità franosa.

1.3 *La scala nazionale (<1/1.000.000)*

La scala nazionale è usata esclusivamente per valutare a livello centrale la predisposizione del territorio nazionale nel suo insieme a produrre eventi calamitosi. Solitamente le cartografie di pericolosità a scala nazionale sono poco dettagliate, sono prodotte su tutto il territorio nazionale e sono utili a fini statistici, in fase di definizione di piani generali per il controllo delle emergenze e in fase di pianificazione delle risorse a livello nazionale.

1.4 *La scala regionale (<1/100.000)*

La scala regionale permette di focalizzare l'attenzione su problematiche più locali rispetto alla scala nazionale, anche se il suo utilizzo è riservato comunque a studi che interessano territori vasti, estesi per migliaia di Km². Questi studi sono posti in atto, solitamente, utilizzando dati aggregati, in modo da individuare grandi unità geomorfologiche che presentino una certa uniformità strutturale, geologica e morfologica. Anche gli studi a scala regionale sono utili principalmente a fini statistici, in fase di definizione di piani generali per il controllo delle emergenze e in fase di pianificazione delle risorse a livello nazionale.

1.5 *La scala media (1/10.000 - 1/50.000)*

La scala media è molto utile per definire le situazioni di pericolosità a livello provinciale, quindi per aree di svariate centinaia di Km². A questa scala possono essere usati svariati metodi per valutare la pericolosità geologica

dei versanti. Le elaborazioni a questa scala sono molto utili a fini della pianificazione urbanistica e territoriale a scala provinciale, ai fini dell'istituzione di aree di salvaguardia e di rispetto, finalizzate ad un riequilibrio complessivo dei processi morfodinamici dei versanti, ed ai fini della pianificazione delle risorse e degli interventi mirati alla mitigazione di situazioni di rischio geoambientale.

1.6 *La grande scala (<1/10.000)*

La grande scala è molto utile in fase di pianificazione territoriale a livello comunale, per aree che non superino poche decine di Km². Le elaborazioni a questa scala permettono di definire nel dettaglio le situazioni di pericolosità reali e di produrre perimetrazioni adatte alla pianificazione territoriale a livello urbano, all'introduzione di vincoli e limitazioni nell'utilizzo del territorio ed alla individuazione delle situazioni di rischio geoambientale da mitigare. A questa scala sono necessari dati molto dettagliati e precisi. E' quasi sempre necessario un rilevamento diretto delle caratteristiche meccaniche e dello stato di alterazione dei terreni e degli ammassi rocciosi al fine di definire sottounità litologiche omogenee.

1.7 *La conoscenza dei fenomeni pregressi*

La valutazione di pericolosità geologica è basata sull'assunzione che i fenomeni franosi accaduti in passato possano fornire molte informazioni utili a predire quali saranno le aree interessate da eventi franosi in futuro.

Per la valutazione del grado di pericolosità geologica dei versanti è infatti ormai accettato il seguente assunto: "Il passato e il presente sono le chiavi per il futuro" Lyell, C. (1833). I metodi di zonazione di pericolosità franosa non possono prescindere, dunque, dalla conoscenza dei fenomeni franosi pregressi principalmente per due motivi:

1. Molti dei metodi utilizzabili per la previsione della pericolosità geologica correlano la distribuzione sul territorio dei fenomeni franosi passati con i parametri che, in misura maggiore o minore,

influiscono sulle condizioni di stabilità dei versanti al fine di calcolare l'influenza che questi stessi parametri hanno avuto e avranno quindi in futuro sul manifestarsi degli eventi franosi.

2. La distribuzione dei fenomeni franosi pregressi è utile, qualsiasi sia il metodo utilizzato, per validare e calibrare le analisi di previsione dei fenomeni franosi per il futuro.

1.8 *I metodi di zonazione di suscettività geologica*

Dall'esame della letteratura esistente è possibile osservare la presenza di una molteplicità di metodi atti a suddividere il territorio in aree a diversa propensione al dissesto franoso; tra i tanti metodi proposti solo i metodi deterministici definiscono compiutamente il grado di stabilità di una certa area attraverso un indice numerico oggettivo e assoluto quale il coefficiente di sicurezza. Tutti gli altri metodi suddividono il territorio in aree con differente propensione relativa al dissesto, senza determinare quindi in assoluto il grado di stabilità del versante. I metodi deterministici sono quindi introdotti in questa trattazione come una categoria a parte, mentre tutti gli altri metodi sono stati accorpati nella macrocategoria dei metodi di valutazione di suscettibilità geologica relativi.

1.8.1 *I metodi deterministici*

Quando il piano di campagna presenta valori di pendenza variabili, come nel caso dei pendii naturali, le tensioni di taglio prodotte dalla forza di gravità tendono a favorire la rottura del terreno lungo potenziali superfici di scorrimento; se la resistenza al taglio mobilitata dal terreno sulle potenziali superfici di rottura è in grado di bilanciare le tensioni tangenziali presenti sulla stessa, il pendio rimane in condizioni di equilibrio. L'analisi di stabilità di un versante richiede quindi la considerazione delle equazioni di campo e dei legami costitutivi. Le equazioni di campo sono quelle di equilibrio ed

esprimono la conservazione della massa, mentre i legami costitutivi descrivono il comportamento del terreno.

I terreni costituiscono un sistema multifase, che può essere ricondotto al caso di un materiale monofase, solo quando si tratti di terreno secco o di analisi in condizioni drenate, cioè in assenza di sovrappressioni interstiziali. Tuttavia, nella maggior parte dei casi (analisi non drenata o in condizioni di drenaggio parziale), il terreno si presenta perlomeno come un materiale bifasico (fase solida e fase liquida); questo comporta una maggiore complessità nella trattazione delle equazioni di campo.

La definizione di una legge che abbia validità generale è praticamente impossibile in quanto i terreni:

Sono caratterizzati da un comportamento non lineare, della loro curva sforzi-deformazioni, anche nel caso d'entità minima degli sforzi che li sollecitano.

Sottoposti a drenaggio manifestano un certo cambiamento di volume; mentre quando non sono drenati possono presentare condizioni di sovrappressioni dell'acqua presente nei pori.

Sono materiali anisotropi.

Hanno un comportamento che evolve nel tempo.

A causa delle suddette difficoltà sono state introdotte alcune semplificazioni, necessarie per rendere fattibile un'analisi di stabilità approssimata ma comunque sufficiente, ai fini pratici, a descrivere compiutamente i casi reali: Nell'analisi di stabilità il terreno è considerato un mezzo rigido, perfettamente elastico.

Spesso vengono soddisfatte solo in parte le equazioni di campo.

Esistono due categorie di metodi principali che permettono di effettuare l'analisi di stabilità deterministica dei pendii. Alla prima categoria appartengono quei metodi d'analisi di stabilità che considerano il terreno come un corpo rigido e valutano esclusivamente l'equilibrio delle forze in gioco. Nella seconda categoria sono inseriti tutti quei metodi che permettono una valutazione dinamica della rottura del pendio mettendo in conto i fenomeni deformazionali. Nei metodi appartenenti alla prima categoria vi sono anche quelli definiti "dell'equilibrio limite globale". Nei metodi della seconda categoria sono compresi i metodi agli elementi finiti.

Metodi all'equilibrio limite globale.

I metodi dell'equilibrio limite richiedono la conoscenza delle caratteristiche di resistenza al taglio dei terreni considerati, mentre trascurano la valutazione del comportamento sforzi-deformazioni. In generale il fattore di sicurezza F_s è definito come il rapporto tra *forze resistenti massime mobilitabili* e *forze agenti* lungo la superficie di rottura potenziale del pendio.

$$F_s = \frac{\text{Forze resistenti massime}}{\text{Forze agenti}}$$

Il fattore F_s è adimensionale, in quanto il divisore e il dividendo hanno le stesse dimensioni. Teoricamente valori superiori all'unità indicano una situazione di stabilità del versante, valori inferiori indicano instabilità.

Per una corretta applicazione dei metodi deterministici sono necessarie queste condizioni: la conoscenza delle caratteristiche stratigrafiche, litologiche, idrogeologiche e geotecniche del versante analizzato. I metodi dell'equilibrio limite richiedono necessariamente la conoscenza delle caratteristiche di resistenza al taglio dei terreni interessati dal potenziale fenomeno di rottura, pur non considerando le interazioni in termini di sforzi-deformazioni. E' evidente che l'uso di questi metodi ha il vantaggio di classificare in senso assoluto la pericolosità, individuando le aree in cui le condizioni morfologiche e i parametri meccanici del terreno favoriscono l'instaurarsi di fenomeni franosi. L'utilizzo del fattore di sicurezza permette, inoltre, di confrontare con estrema facilità le analisi prodotte su diverse aree semplicemente confrontando il valore numerico assunto dal fattore di sicurezza. Alla luce di quanto sopra esposto, è evidente il motivo per cui i metodi deterministici siano applicati più di frequente nelle analisi di stabilità di singoli versanti, piuttosto che nelle zonazioni di pericolosità geologica di vaste aree; infatti la misura di parametri geotecnici e il rilievo di sezioni stratigrafiche dettagliate sono per lo più fattibili a scala del singolo versante, ma risultano generalmente impossibili, per onerosità e tempi di realizzazione, nel caso di valutazioni di pericolosità su aree vaste. Tuttavia grazie all'utilizzo

delle tecniche di elaborazione in ambiente G.I.S. e alla disponibilità di software e hardware sempre più potenti, anche queste metodologie sono state utilizzate per valutare le condizioni di instabilità di vaste aree. Un esempio di tali applicazioni è il metodo S.I.N.M.A.P. (Stability Index Approach To Terrain Stability Hazard Mapping) impiegato da Pack, R. T., D. G. Tarboton, C. N. Goodwin, A. Prasad, (2005).

Metodi agli elementi finiti

I metodi fin qui esaminati sono classificati come “metodi all'equilibrio limite” poiché studiano l'equilibrio di un corpo rigido, rappresentato dalla massa di terreno che scivola. Da tale equilibrio viene calcolata la resistenza mobilitata da confrontare con la resistenza disponibile, determinata secondo il criterio di rottura di Mohr-Coulomb. Il metodo agli elementi finiti considera il terreno come un continuo, modellato attraverso una serie di elementi discreti. Nel caso di analisi lineare, l'equilibrio della struttura di elementi discreti è retto da un sistema di equazioni di tipo lineare nella forma matriciale:

$$f = K \times u$$

in cui f è il vettore dei carichi applicati ai nodi, K è un operatore lineare detto matrice di rigidezza della struttura e u è il vettore degli spostamenti nodali che rappresentano le incognite del problema. È possibile determinare gli spostamenti nodali dai quali in seguito ricava le deformazioni e le tensioni negli elementi. L'analisi è condotta in stato piano di deformazione.

Noto lo stato tensionale nell'intero pendio vengono determinate le tensioni normali (σ) e tangenziali (τ) alla superficie di scivolamento ipotizzata. Il fattore di sicurezza (F_s) è definito come il rapporto tra la resistenza al taglio disponibile e la resistenza al taglio mobilitata, come indicato dalla seguente espressione

$$F_s = \frac{\int (c + (\sigma - \mu) \times \tan \phi) \times dL}{\int \tau \times dL}$$

nella quale l'integrazione è estesa all'intera lunghezza della superficie di rottura.

Nel caso di analisi agli elementi finiti di tipo non lineare vengono modellati, in prossimità della discontinuità individuata dalla superficie di scorrimento, gli elementi finiti di tipo giunto. Questi sono in grado di reagire allo scorrimento fino al valore imposto dalla resistenza a taglio disponibile in base al tipo di terreno in cui si trovano. Per ogni caratteristica di sforzo il legame costitutivo è di tipo elasto plastico.

Qualora lo sforzo calcolato dal solutore superi la resistenza a taglio disponibile, l'elemento giunto entra in plasticità. Nel caso in cui tutti gli elementi giunto entrino in plasticità è possibile l'incorrere di una labilità con conseguente impossibilità di calcolare una soluzione. Al termine dell'analisi non lineare è noto lo stato tensionale nell'intero pendio e principalmente negli elementi giunto. Il coefficiente di sicurezza è ricavato dal rapporto tra la resistenza a taglio disponibile nel giunto ($c + N \times \tan \phi$) e quella mobilitata nel giunto (T).

$$F = \sum_i^n \frac{c_i \times L_i + (N_i - u_i) \times \tan \phi_i}{T_i}$$

dove la sommatoria è estesa al numero n di elementi giunto e per ogni giunto si ha

c = coesione;

L = lunghezza del giunto;

N = sforzo normale agente;

u = sottospinta dell'acqua agente;

ϕ = angolo d'attrito interno;

T = sforzo di taglio agente.

1.8.2 I metodi relativi.

Questi metodi permettono di classificare un territorio in base alla propensione "relativa" al dissesto propria delle diverse aree che lo compongono; non permettono di asserire che una area è oggettivamente instabile, ma suddividono il territorio esaminato in aree a diverso grado di stabilità.

Con questi metodi è dunque possibile suddividere il territorio in macro aree con differente propensione al dissesto, ma non è possibile stabilire con certezza, se non a posteriori e in maniera indiretta, se una data area è oggettivamente instabile.

In generale questi metodi non necessitano della conoscenza e misurazione dei principali parametri geotecnici dei terreni, ma è comunque opportuno che la base cartografica utilizzata sia precisa e dettagliata.

I metodi che appartengono a questa categoria sono numerosi e molto differenti tra loro. Alcuni tra quelli più comunemente usati sono i seguenti:

Metodi euristici, Amatesi E., et al (1977).

Metodi statistici basati sullo studio delle relazioni tra fattori di controllo e fenomeni franosi, Carrara, A. (1983).

Metodi neurali, che utilizzano le reti neurali per studiare le relazioni tra fattori di controllo e fenomeni franosi, Yesilnacar, E. and Hunter, G.J. (2004).

Metodi geomorfologici, Maxia C., Ulzega A., Marini C., (1973),

Metodi che utilizzano la *fuzzy logic*, Majid H. Tangestani (2003).

1.8.2.1 Metodi euristici

La metodologia, condotta su base puramente qualitativa, si fonda sull'individuazione dei principali elementi descrittivi che giocano un ruolo fondamentale nella propensione al dissesto dei versanti. Normalmente vengono considerati i seguenti aspetti: esposizione e pendenza dei versanti, caratteristiche litologiche, uso del suolo, caratteristiche geomorfologiche e fattori climatici. Tale metodologia, proposta per la prima volta da Amatesi

nel 1977, prevede l'individuazione dei fattori geoambientali ed antropici che favoriscono, condizionano e determinano i fenomeni franosi o, in generale, di dissesto. Tali fattori si distinguono in passivi, costanti nel tempo, e attivi, suscettibili di sensibili variazioni anche in tempi brevi; nei primi rientrano gli aspetti litologici, morfologici, strutturali, idrogeologici, geologico-tecnici; i secondi comprendono i fattori climatici, vegetazionali ed antropici.

In pratica il metodo prevede che ogni singolo parametro venga suddiviso in classi e che ad ognuna di esse, venga assegnato un peso numerico in base alla sua maggiore o minore propensione al dissesto.


	Propensione al dissesto				
					
Classe di pendenza	0 - 10%	10 - 20%	20 - 35%	35 - 50%	> 50%
Peso assegnato	2	1	0	-1	-2

Fig. 1.1: Schematizzazione del processo di assegnazione dei pesi per il parametro pendenza.

Dopo aver proceduto alla assegnazione dei pesi per ogni parametro considerato, il metodo prevede l'elaborazione di specifica cartografia di zonazione del territorio in base ai pesi attribuiti ad ogni parametro e quindi, attraverso la sovrapposizione delle varie carte tematiche, la sommatoria, per ogni singola areola in cui è stato suddiviso il territorio, dei valori numerici attribuiti ai singoli parametri. Il valore numerico risultante da tale sommatoria rappresenta dunque la propensione al dissesto della singola areola considerata. Tale operazione, può essere utilmente e agevolmente realizzata in ambiente G.I.S. (Geographic Information System).

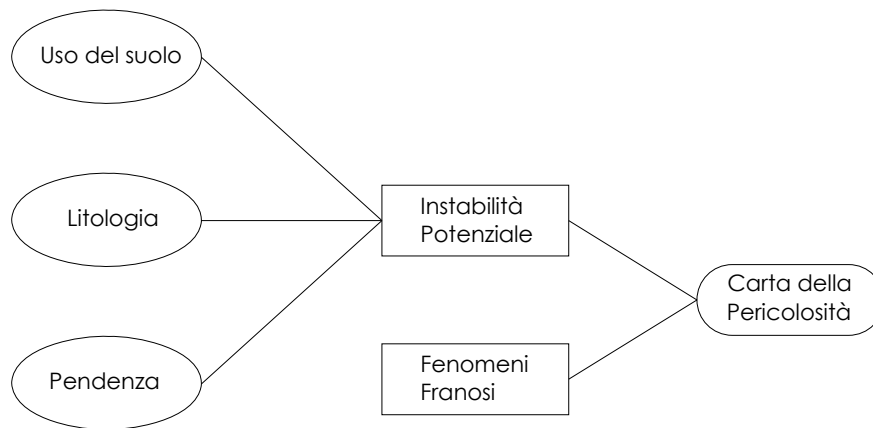


Fig. 1.2: Schematizzazione del processo di overlay mapping

La metodologia dell'overlay mapping si presta bene sia per analisi a scala media, sia per quelle a grande scala. Nelle analisi a scala media può essere sufficiente l'utilizzo di una carta geologica; l'assegnazione del peso ad ogni singola classe del parametro geolitologico, può essere fatta sulla base delle informazioni reperibili in letteratura sulle caratteristiche meccaniche della formazione geologica considerata, e sulla base delle conoscenze e/o dell'esperienza dell'operatore. Per le elaborazioni a grande scala questo procedimento, risulta sommario e alquanto impreciso. Nel caso di perimetrazioni a grande scala è sempre consigliabile un rilievo diretto ancorché speditivo dello stato di fratturazione e di alterazione delle litologie riscontrabili nell'area analizzata; è utile, altresì, procedere ad una riperimetrazione della cartografia geologica in funzione di queste proprietà, al fine di accorpare le varie litologie in unità litotecniche omogenee per caratteristiche geomeccaniche.

1.8.2.2 Metodi statistici

Le tecniche statistiche, in base al loro alto grado di oggettività e alle buone caratteristiche di riproducibilità, sono molto utilizzate nelle operazioni di

zonazione di pericolosità geologica. Nelle metodologie statistiche di valutazione della pericolosità franosa, viene calcolata l'importanza che ciascun parametro assume nel manifestarsi di un evento franoso noto; quindi i valori ottenuti vengono utilizzati per perimetrare aree con condizioni simili (litologia, pendenza, ecc). In pratica il cuore dell'analisi risiede nel calcolare le relazioni tra l'area in frana e l'area occupata da ogni classe di ogni singolo parametro. Anche se dal punto di vista teorico le analisi statistiche possono essere implementate a qualsiasi scala, a piccola scala è impossibile avere dei dati sufficientemente accurati e i risultati, quindi, saranno molto imprecisi. A grande scala è invece possibile reperire o rilevare i dati necessari a implementare l'analisi e i risultati ottenuti saranno soddisfacenti.

Metodi statistici bivariati

In questi metodi il cuore dell'analisi risiede nel calcolare la densità delle aree in frana rispetto all'area occupata da ogni classe di ogni singolo parametro; l'importanza di ogni classe appartenente ad un parametro viene calcolata singolarmente. La carta di suscettività franosa viene ottenuta sommando i valori normalizzati di ogni singola classe. É anche possibile associare i singoli parametri per rappresentare una carta tematica delle unità geomorfologiche con caratteristiche comuni (*UCU, unique-condition units*), essendo ogni singola area frutto della combinazione fra le classi dei parametri considerati.

Es.: Si consideri un territorio con due sole litologie (granito e basalto), e due sole classi di pendenza (0 – 20%, 20 - 50%).

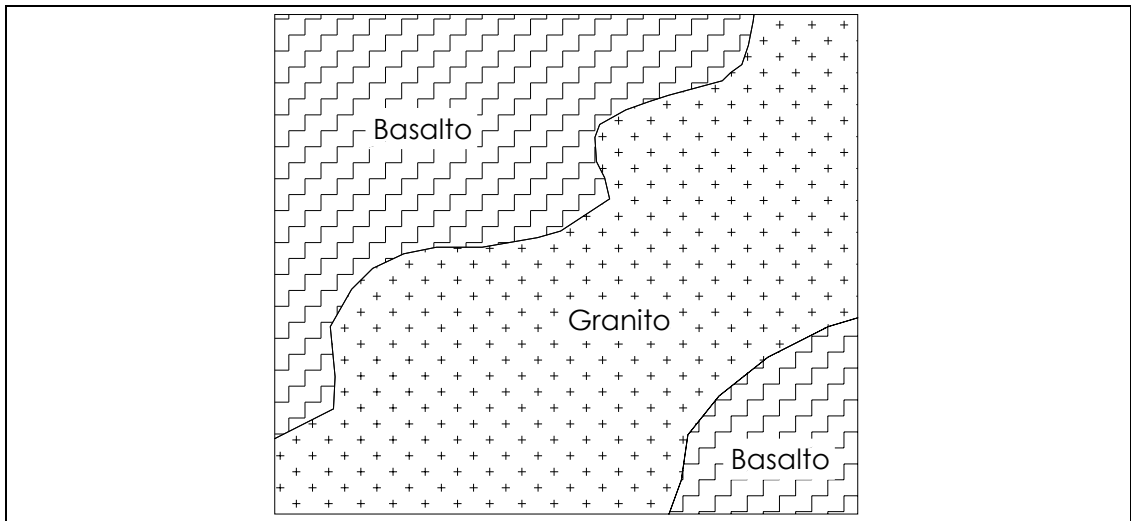


Fig. 1.3: Carta litologica

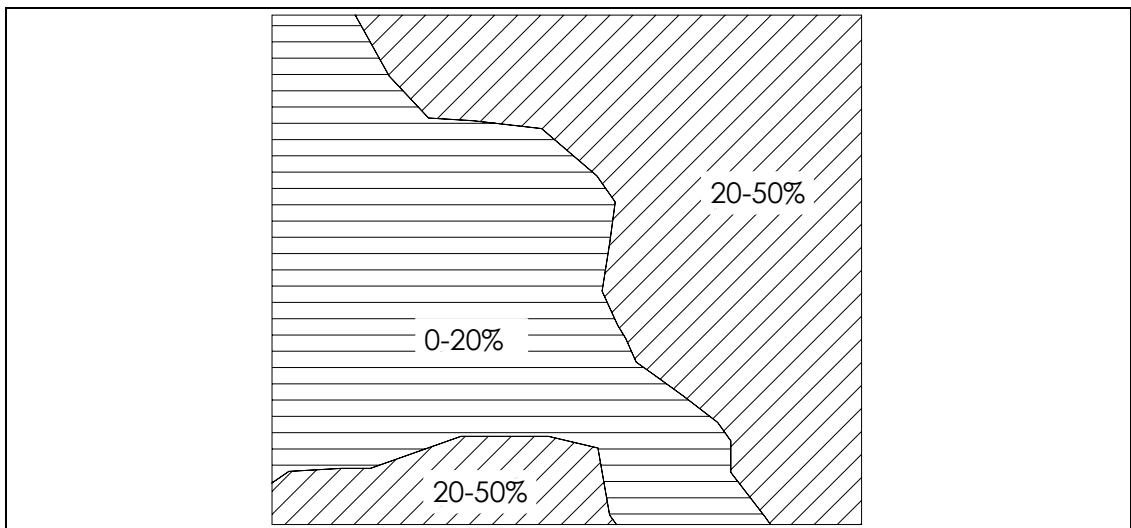


Fig. 1.4: Carta dell'acclività.

Dalla carta delle litologie (Fig. 1.3), e da quella delle pendenze (Fig. 1.4), attraverso le combinazioni possibili delle classi dei parametri (Fig. 1.5), si ottiene la carta delle Unique Conditions Units.

<i>Litologia</i>	<i>Pendenza</i>
Granito	0 - 20%
Granito	20 - 50%
Basalto	0 - 20%
Basalto	20 - 50%

Fig. 1.5: Combinazioni possibili tra i parametri considerati.

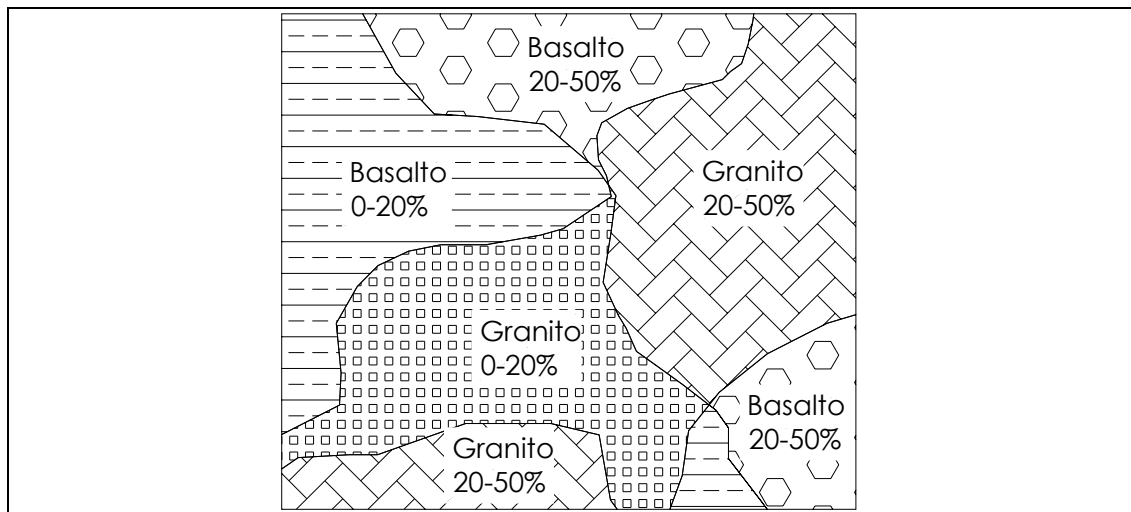


Fig. 1.6: Carta delle U.C.U., Unique Conditions Units

La regressione non sarà fatta su ogni singola classe di ogni parametro considerato, ma su ogni possibile combinazione della carta delle U.C.U.

La scelta dei parametri da utilizzare e la loro suddivisione in classi sono operazioni molto critiche, in quanto inseriscono una certa soggettività al metodo. La metodologia di elaborazione della carta di pericolosità può essere quindi riassunta nella seguente maniera:

Classificazione di ogni singolo parametro in classi.

Individuazione delle UCU attraverso la combinazione di classi e parametri.

Calcolo del peso di ogni classe in base alla sua correlazione spaziale con i fenomeni franosi.

Somma dei vari pesi di ogni parametro e classificazione in un numero finito di classi di pericolosità.

Come già detto in precedenza, il primo e l'ultimo passo dipendono dalle decisioni dell'operatore; infatti la suddivisione dei parametri di input in classi è alquanto soggettiva, e lo è anche quella della carta risultante.

La scala media è la più appropriata per questo tipo di analisi. Il metodo non è abbastanza dettagliato per essere applicato a grande scala, e d'altra parte, a scala regionale è difficoltoso disporre di una cartografia dettagliata della franosità. Le analisi statistiche bivariate considerano una variabile dipendente (l'evenienza del fenomeno franoso) e una variabile indipendente, la classe del parametro considerato.

L'importanza di ogni parametro è analizzata separatamente. Combinazioni specifiche tra diversi parametri possono essere testate utilizzando il metodo delle U.C.U., producendo quindi un nuovo parametro. I metodi sono basati sull'assunzione che i fattori predisponenti al manifestarsi di un fenomeno franoso possano essere quantificati analizzando le relazioni spaziali tra fenomeni franosi e variabili utilizzate. L'unione di più parametri al fine di produrre una nuova variabile porta il dominio dell'analisi bivariata in una sorta di dominio multivariato. Nelle analisi statistiche bivariate, ogni classe di ogni parametro è combinata con la carta dei fenomeni franosi, e i valori pesati, basati sulla densità dell'area in frana, sono calcolati per ogni singola classe. Sono stati proposti diversi metodi per calcolare i pesi da assegnare ad ogni classe; tra i vari, possiamo citare: landslide susceptibility method (Brabb, 1984; Van Westen, 1992, 1993), Information value method (Kobashi and Suzuki, 1988; Yin and Yan, 1988), weight of evidence modeling method (Spiegelhalter, 1986; Bonham-Carter, 1996). Nei prossimi paragrafi verranno descritti tre metodi: landslide susceptibility, Information value, weight of evidence modeling.

Landslide susceptibility method

Nell'analisi statistica un metodo semplice ed utile per determinare l'importanza di una variabile rispetto ad un fenomeno franoso è quello di intersecare la carta della distribuzione della variabile nell'area considerata con quella delle aree interessate da fenomeni franosi. Per ogni classe di ogni singolo parametro sono calcolati due tipi di densità.

Densità areale: è espressa dal rapporto tra l'area in frana all'interno di una classe della variabile considerata e l'area totale della classe.

$$D = \frac{A_x^f}{A_x}$$

dove

D rappresenta la densità areale.

Af_x rappresenta l'area in frana presente all'interno della classe x considerata

A_x rappresenta l'area della classe x considerata

Densità numerica: è espressa dal rapporto tra il numero di eventi franosi ricadenti all'interno dell'area occupata dalla classe della variabile considerata e la sua area espressa in Km².

$$D_{number} = \frac{n^{\circ}F_x}{A_x}$$

dove:

D_{number} rappresenta il numero di frane presenti all'interno della classe considerata

$n^{\circ}F_x$ Rappresenta il numero di frane presenti all'interno della classe x considerata

A_x Rappresenta l'area, in Km², della classe x considerata

Per valutare l'influenza di ogni singola variabile, vanno introdotti i fattori pesati che si ottengono calcolando la differenza tra la densità delle frane per la classe x del parametro considerato e la densità totale nell'area studiata:

$$W_{Area} = \frac{Af_x}{A_x} - \frac{\sum Af_x}{\sum A_x}$$

Per la densità numerica il fattore pesato è analogamente espresso dalla seguente relazione:

$$W_{number} = \frac{n^{\circ}F_x}{A_x} - \frac{\sum n^{\circ}F_x}{\sum A_x}$$

Operativamente la scelta delle variabili può essere fatta principalmente con due metodi; il primo è quello in cui è l'operatore a scegliere quali parametri saranno utilizzati nell'analisi, e quindi la decisione è presa in base alle sue conoscenze dei fenomeni franosi in quell'area e alla sua esperienza. Il secondo metodo è quello in cui si sommano i pesi dei vari parametri scelti uno per volta, e si procede poi dopo ogni somma a confrontare il risultato con la carta dei fenomeni franosi. Se le perimetrazioni ottenute con la somma del parametro n sono peggiori di quelle ottenute precedentemente con il parametro $n-1$, il parametro viene scartato e si procede con il successivo.

Information Value Method

L'uso simultaneo di variabili numeriche e variabili qualitative crea spesso dei problemi in statistica. È questo il caso della zonazione di pericolosità franosa, in quanto si è in presenza di variabili numeriche quantitative, come la pendenza, e di variabili qualitative, come la litologia. Si può ovviare a questo problema trattando ogni classe di ogni singolo parametro come se fosse una variabile qualitativa che può assumere esclusivamente due stati: presente (1) o assente (0). Il metodo sviluppato da Yin e Yan (1988) è basato sulla seguente formula che calcola l'*information value* I_i per la variabile X_i :

$$I_i = \log \frac{S_i / N_i}{S / N}$$

Dove:

S_i è l'area di intersezione tra la carta dei fenomeni franosi e la classe i della variabile X_i

N_i è l'area occupata dalla classe i della variabile X_i

S è l'area totale interessata da fenomeni franosi

N è l'area totale

Il grado di pericolosità di ogni area è calcolato come segue:

$$I = \sum_{i=1}^m X_{ij} I_i$$

dove:

m è il numero di variabili considerate

X_{ij} è uguale a zero se la variabile X_i è assente, ed è uguale ad uno se essa è presente

La metodologia risulta semplice da implementare e abbastanza oggettiva.

Weight of evidence

Il metodo dei Weight of evidence è stato elaborato inizialmente in campo medico, poi utilizzato nel campo della ricerca di nuovi giacimenti auriferi e successivamente nell'ambito della valutazione della suscettibilità geologica dei versanti. Il metodo è basato sui risultati del Teorema di Bayes. Il teorema di Bayes, proposto da Thomas Bayes, deriva da due teoremi fondamentali delle probabilità: il teorema della probabilità assoluta e il teorema della probabilità composta.

Il teorema della probabilità assoluta dice che:

se: $A_1, A_2, A_3, \dots, A_n$ sono n eventi tra di loro compatibili ma che esauriscono tutti gli eventi possibili (per cui $A_1 \cup A_2 \cup A_3 \cup \dots \cup A_n = S$ e B è un evento qualsiasi allora:

$$P(B) = \sum_i P(A_i) \times P(B/A_i)$$

in quanto:

$$B = (A_1 \cap B) \cup (A_2 \cap B) \cup (A_3 \cap B) \cup \dots \cup (A_n \cap B)$$

e dunque:

$$P(B) = \sum_i P(A_i \cap B)$$

In termini rigorosi, dato un insieme S dotato di una misura di probabilità P e dati due eventi A e B , con $P(B) > 0$, si definisce la probabilità di A condizionata a B come la misura di A nel sottospazio costituito dall'insieme B dotato della misura di probabilità.

Dunque la probabilità che l'evento A si verifichi al verificarsi contemporaneo dell'evento B è data da:

$$P(A/B) = \frac{P(A \cap B)}{P(B)}$$

Considerando un insieme di alternative A_1, A_2, \dots, A_n (partizione dello spazio degli eventi) si trova la seguente espressione per la probabilità condizionata:

$$P(A_i/B) = \frac{P(B/A_i) \times P(A_i)}{P(B)} = \frac{P(B/A_i) \times P(A_i)}{\sum_{i=1}^n P(B/A_i) \times P(A_i)}$$

Il teorema venne presentato nel 1763 nell'articolo *Essay Towards Solving a Problem in the Doctrine of Chances* di Thomas Bayes, pubblicato postumo in *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*. Alcuni anni dopo (nel 1774) lo stesso teorema venne formulato da Pierre Simon Laplace che probabilmente non era a conoscenza del lavoro di Bayes. L'importanza di questo teorema per la statistica è tale che la divisione tra le due scuole (statistica bayesiana e statistica frequentista) nasce dall'interpretazione che si dà al teorema stesso. Il metodo dei Weight of Evidence prevede, come primo passo, di calcolare la probabilità a priori che nel territorio si determini una frana; questa è ottenuta mettendo a rapporto l'area in frana presente su tutto il territorio con l'area totale del territorio stesso.

I pesi per la presenza, l'assenza o la mancanza di una variabile sono aggiunti alla probabilità a priori, ottenendo quindi una mappa delle probabilità a posteriori della suscettività a franare del territorio considerato.

$$P_f = \frac{A_f}{A_t}$$

dove:

P_f = Probabilità a priori che sul territorio si manifesti una frana.

A_f = Area in dissesto in tutto il territorio

A_t = Area totale del territorio

Per ragioni matematiche è più conveniente esprimere la probabilità come rapporti di probabilità:

$$O_f = \frac{P_f}{1 - P_f} = \frac{\frac{A_f}{A_t}}{1 - \frac{A_f}{A_t}} = \frac{\frac{A_f}{A_t}}{\frac{A_t - A_f}{A_t}} = \frac{A_f}{A_t - A_f}$$

Un tematismo qualsiasi composto da un numero n di classi può essere comunque scomposto in n tematismi binari che indichino la presenza o l'assenza di quella particolare classe.

Es. Carta geologica con tre litologie che può essere scomposta in tre carte binarie, in ognuna delle quali si ha la presenza di una litologia e l'assenza delle altre.

Se si considera una certa caratteristica del territorio, ad esempio la pendenza, possiamo suddividere il territorio in sottodomini omogenei in cui questo parametro è costante. Considerando uno di questi sottodomini (Es: V_i =classe di pendenza 20-35%), le possibili combinazioni tra esso e il parametro franosità sono le seguenti:

$V_i \cap F$ Variabile presente e franosità presente

$\overline{V_i} \cap F$ Variabile assente e franosità presente

$V_i \cap \overline{F}$ Variabile presente e franosità assente

$\overline{V_i} \cap \overline{F}$ Variabile assente e franosità assente

La probabilità a priori di trovare una certa classe di un certo tematismo nel territorio è:

$$P_v = \frac{T_v}{A_t}$$

dove:

T_v = Area totale occupata da una certa classe di un certo parametro (Es: Classe di pendenza 20-35%)

La probabilità a priori di non trovare una certa classe di un certo tematismo nel territorio è:

$$\overline{P}_v = \frac{A_t - T_v}{A_t}$$

La probabilità condizionale di trovare un'area in frana, data una certa classe di un certo tematismo, è data dal rapporto tra la percentuale di area occupata dai fenomeni di dissesto ricadenti all'interno del territorio di una certa variabile e l'area totale occupata dalla variabile. (Es Area in frana nella classe di pendenza 20-35% fratto area totale occupata dalla classe 20-35%), con riferimento alle possibili combinazioni del parametro T_v e dell'area in frana A_f (vedi Tab 1.8), si può scrivere:

$$P(T_v \cap A_f) = \frac{T_v \cap A_f}{A_t}$$

$$P\{A_f | T_v\} = \frac{P(T_v \cap A_f)}{P_v} = \frac{\frac{T_v \cap A_f}{A_t}}{\frac{T_v}{A_t}} = \frac{T_v \cap A_f}{T_v}$$

In maniera simile si ottengono le seguenti probabilità condizionale:

$$P\{\overline{A_f} | T_v\} = \frac{T_v \cap \overline{A_f}}{T_v}$$

$$P\{A_f | \overline{T_v}\} = \frac{\overline{T_v} \cap A_f}{\overline{T_v}}$$

$$P\{\overline{A_f} | \overline{T_v}\} = \frac{\overline{T_v} \cap \overline{A_f}}{\overline{T_v}}$$

Si possono anche elaborare le seguenti probabilità condizionali:

$$P\{T_v | A_f\} = \frac{P(T_v \cap A_f)}{P_f} \Rightarrow P(T_v \cap A_f) = P\{T_v | A_f\} \times P_f$$

$$P\{T_v | \overline{A_f}\} = \frac{P(T_v \cap \overline{A_f})}{\overline{P_f}} \Rightarrow P(T_v \cap \overline{A_f}) = P\{T_v | \overline{A_f}\} \times \overline{P_f}$$

		Variabile considerata	
		Presente	Assente
Frane	Presente	$T_v \cap A_f$	$\overline{T_v} \cap A_f$
	Assente	$T_v \cap \overline{A_f}$	$\overline{T_v} \cap \overline{A_f}$

Tab. 1.8: Relazioni intercorrenti tra la presenza o l'assenza delle frane e di una variabile binaria

Sostituendo, in accordo con il teorema di Bayes, si ottiene:

$$P\{A_f | T_v\} = \frac{P(T_v \cap A_f)}{P_v} = \frac{P\{T_v | A_f\} \times P_f}{P_v}$$

$$P\{\overline{A_f} | T_v\} = \frac{P\{T_v | \overline{A_f}\} \times \overline{P_f}}{P_v}$$

Da cui si possono ricavare le seguenti espressioni:

$$P\{A_f | T_v\} = \frac{P\{T_v | A_f\} \times P_f}{P_v} \Rightarrow P\{T_v | A_f\} = \frac{P\{A_f | T_v\}}{P_f} \times P_v$$

$$P\{\overline{A_f} | T_v\} = \frac{P\{T_v | \overline{A_f}\} \times \overline{P_f}}{P_v} \Rightarrow P\{T_v | \overline{A_f}\} = \frac{P\{\overline{A_f} | T_v\}}{\overline{P_f}} \times P_v$$

Sostituendo in queste espressioni le equazioni ricavate precedentemente, si ottiene:

$$P\{T_v | A_f\} = \frac{P\{A_f | T_v\}}{P_f} \times P_{vi} = \frac{\frac{T_v \cap A_f}{A_f}}{\frac{T_v}{A_t}} \times \frac{T_v}{A_t} = \frac{T_v \cap A_f}{T_v} \times \frac{T_v}{A_t} \times \frac{A_t}{A_f} = \frac{T_v \cap A_f}{A_f}$$

$$P\{T_v | \overline{A_f}\} = \frac{P\{\overline{A_f} | T_v\}}{P_f} \times P_v = \frac{\frac{T_v \cap \overline{A_f}}{A_f}}{\frac{T_v}{A_t}} \times \frac{T_v}{A_t} = \frac{T_v \cap \overline{A_f}}{T_v} \times \frac{T_v}{A_t} \times \frac{A_t}{A_f} = \frac{T_v \cap \overline{A_f}}{A_f}$$

I pesi sono definiti dalle seguenti espressioni:

$$W^+ = \ln \frac{P\{T_v | A_f\}}{P\{T_v | \overline{A_f}\}} = \ln \left(\frac{\frac{T_v \cap A_f}{A_f}}{\frac{T_v \cap \overline{A_f}}{A_f}} \right) = \ln \left(\frac{\frac{\text{Area in frana nella classe considerata}}{\text{Area in frana totale}}}{\frac{\text{Area non in frana nella classe considerata}}{\text{Area non in frana totale}}} \right)$$

$$W^- = \ln \frac{P\{\overline{T_v} | A_f\}}{P\{\overline{T_v} | \overline{A_f}\}} = \ln \left(\frac{\frac{\overline{T_v} \cap A_f}{A_f}}{\frac{\overline{T_v} \cap \overline{A_f}}{A_f}} \right) = \ln \left(\frac{\frac{\text{Area in frana nelle altre classi}}{\text{Area in frana totale}}}{\frac{\text{Area non in frana nelle altre classi}}{\text{Area non in frana totale}}} \right)$$

da cui:

$$\ln O_T \{A_f | T_v\} = W_v^+ + \ln O_f$$

$$\ln O_T \{A_f | \overline{T_v}\} = W_v^- + \ln O_f$$

Nel caso si voglia analizzare l'influenza di più parametri sulla distribuzione dei fenomeni franosi nel territorio, sempre che questi soddisfino le condizioni di indipendenza statistica tra essi, si possono sommare algebricamente i pesi di ogni singolo parametro:

$$\ln O_T \{A_f | T_{v1}^k \cap T_{v2}^k \cap T_{v3}^k \dots \cap T_{vn}^k\} = \sum_{i=1}^n W_{vi}^K + \ln O_f$$

dove l'apice k può assumere i segni + o – a seconda della presenza o dell'assenza di quel parametro, e la probabilità a posteriori è espressa come:

$$P_{fPost} = \frac{O}{1+O}$$

La differenza c tra il peso positivo e quello negativo, calcolata per ogni classe di ogni singolo parametro analizzato, è un ottimo indicatore della significatività con cui la sua presenza è correlabile con quella delle frane:

$C = W^+ - W^-$ Per ogni classe di ogni parametro (pendenza 20-35% per l'acclività, alluvioni per la geologia ecc).

Il valore di C è solitamente compreso tra 0 e 2; quando il valore tende a zero la presenza del parametro considerato non influenza la distribuzione delle frane sul territorio; viceversa, quando C si approssima a 2 o lo supera, la correlazione è molto significativa.

Analizzando i risultati da un punto di vista statistico possono essere individuati due fattori che originano un'incertezza nella validità dei risultati: la possibilità che alcune delle mappe utilizzate siano incomplete in alcune parti del territorio, e la varianza insita nei pesi calcolati. Ponendo la sommatoria della probabilità a posteriori di tutte le *unique condition units* moltiplicata per la loro area uguale a T, idealmente T dovrebbe essere circa uguale all'area in frana sul territorio. Nelle applicazioni pratiche accade frequentemente una situazione in cui $T > \text{Area in frana}$, solitamente a causa di una certa dipendenza condizionale tra le variabili; ma si può asserire che se T non supera l'area in frana per più di un 15%, l'indipendenza condizionale tra le variabili considerate esiste: questo test viene chiamato *omnibus test*. Un altro test che ci permette di analizzare l'indipendenza condizionale delle variabili utilizzate è stato proposto da Agterberg e Cheng (2002); esso prevede di calcolare la differenza fra T e l'area in frana, confrontandola successivamente con la deviazione standard di T moltiplicata per 2,33 o 1,645, a seconda la si faccia con una probabilità del 95% o del 99%. Se la differenza è più piccola del prodotto, si può assumere di essere in condizioni di indipendenza condizionale e quindi statisticamente le probabilità

calcolate non sono afflitte da fenomeni di "risonanza", e non sono sovrastimate.

Metodi statistici multivariati

L'analisi statistica multivariata dei fattori che si ipotizza abbiano una certa influenza sul manifestarsi dei movimenti franosi, può indicare il contributo relativo di ciascuno di questi parametri al manifestarsi di un evento franoso nell'unità di terreno omogenea esaminata. L'analisi, come si è visto per tutti i metodi statistici, è basata sulla presenza o sull'assenza di fenomeni franosi all'interno dell'unità di terreno omogenea considerata. Il primo ad introdurre la statistica multivariata nelle zonazioni di pericolosità geologica è stato Carrara nel 1983. Con queste tecniche si possono analizzare soprattutto zone morfologicamente e litologicamente semplici, dove si presenti una sola tipologia di fenomeni di instabilità dei versanti. L'applicazione dei metodi statistici multivariati richiede la suddivisione dei fenomeni franosi in base alla loro tipologia; è importante, quindi, avere una base dati che sia molto ampia e precisa.

I seguenti passi sono necessari per implementare un'analisi statistica multivariata su una certa area:

Scelta dei fattori predisponenti da analizzare: nel caso questi siano variabili di tipo qualitativo vanno trasformati in variabili numeriche (Presenza o assenza di un certo parametro, o mappa che indica per ogni unità di terreno omogenea la percentuale di copertura della variabile sull'area totale dell'unità).

Intersezione delle varie mappe dei fattori analizzati con la carta dei fenomeni franosi, dividendo poi i risultati in due gruppi: aree che presentano fenomeni franosi e aree che non li presentano.

Analisi statistica dei due gruppi ottenuti dall'operazione precedente.

Produzione della zonazione di pericolosità utilizzando i pesi ottenuti con l'analisi statistica.

Nell'analisi della pericolosità franosa, sono stati implementati principalmente due metodi: le regressioni multiple e l'analisi discriminante. Ne esistono altri, come le regressioni logistiche, ma questi metodi non sono facilmente adoperabili, in quanto richiedono un'ottima preparazione statistica e un'ottima qualità dei dati di input. Nell'applicazione delle regressioni multiple e dell'analisi discriminante, all'analisi d'instabilità dei versanti, vengono introdotte notevoli semplificazioni; i dati richiesti da queste metodologie statistiche dovrebbero avere una distribuzione normale, e poiché questo non è sempre possibile, vengono a volte utilizzate delle distribuzioni logaritmiche per trasformare i dati, ed ottenere distribuzioni normali.

Regressione multipla

Nelle Scienze della Terra, il più conosciuto e usato metodo statistico appartenente alla categoria delle analisi statistiche multivariate è quello delle regressioni multiple. L'equazione generale è la seguente:

$$Y = b_0 + b_1 X_1 + b_2 X_2 + b_3 X_3 + + b_n X_n$$

La variabile dipendente Y rappresenta la presenza (1) o l'assenza (0) dell'evento franoso. Le variabili indipendenti X rappresentano la presenza ovvero l'assenza del fattore predisponente (litologia, uso del suolo ecc). I coefficienti numerici b_n sono i coefficienti parziali della regressione. Sono utilizzati alcuni metodi per valutare il risultato della regressione:

R^2 :	Un fattore che ci indica la bontà dell'approssimazione della regressione.
SE	Errore standard della stima: deviazione standard dei valori osservati della variabile dipendente rispetto a quelli predetti.

Analisi discriminante

Un secondo modello di analisi statistica multivariata è quello dell'analisi discriminante. L'obiettivo dell'analisi discriminante è trovare la migliore discriminazione tra due gruppi (aree stabili e aree instabili). Questa è l'equazione generale:

$$D_s = B_0 + B_1 X_1 + B_2 X_2 + B_3 X_3 + + B_n X_n$$

Le variabili indipendenti X rappresentano la presenza ovvero l'assenza del fattore predisponente (litologia, uso del suolo ecc). I coefficienti numerici B_n , sono i coefficienti dell'analisi discriminante.

Dato un campione suddiviso in gruppi sulla base di una variabile dipendente qualitativa, l'analisi discriminante studia le differenze che esistono fra i vari gruppi e determina la probabilità che una certa entità (individuo o oggetto), che presenta certe caratteristiche, appartenga ad un particolare gruppo o classe.

1.8.2.3 Il metodo neurale

Le reti neurali sono sistemi non lineari la cui struttura si basa sui principi osservati nei sistemi nervosi biologici. Una rete neurale può essere vista come un sistema in grado di dare una risposta ad una domanda o fornire un output in risposta ad un input. La combinazione in/out, ovvero la funzione di trasferimento della rete, non viene programmata ma viene ottenuta attraverso un processo di "addestramento" o "training" con dati empirici.

In pratica la rete apprende la funzione che lega l'output con l'input attraverso la presentazione di esempi corretti di coppie input/output. Effettivamente, per ogni input presentato alla rete, nel processo di apprendimento, la rete fornisce un output che si discosta di una certa quantità dall'output desiderato: l'algoritmo di addestramento modifica alcuni parametri della rete nella direzione desiderata. Ogni volta che viene presentato un esempio, quindi, l'algoritmo avvicina un poco i parametri

della rete ai valori ottimali per la soluzione dell'esempio: in questo modo l'algoritmo cerca di "accontentare" tutti gli esempi un po' per volta.

I parametri di cui si parla sono essenzialmente i pesi o fattori di collegamento tra i neuroni che compongono la rete. Una rete neurale è infatti composta da un certo numero di neuroni collegati tra loro da collegamenti "pesati", proprio come lo sono i neuroni del cervello umano. La rete è formata da uno strato di ingresso (input layer), uno o più strati nascosti (hidden layer) e uno strato di uscita (output layer), ciascuno dei quali può essere costituito da nodi. I nodi di ogni strato sono collegati a quelli dello strato successivo attraverso sinapsi o funzioni di trasferimento; ne segue che il valore assunto da ogni nodo è determinato da una combinazione non lineare dei valori assunti dai nodi dello strato precedente. Mettere a regime una rete neurale significa determinare i parametri delle connessioni (sinapsi) in base alle conoscenze dei dati noti di ingresso e uscita. Una volta messa a regime la rete, occorrerà testare la sua efficienza su serie di dati non utilizzati nel training e di cui si conosce l'uscita desiderata.

I seguenti passi sono necessari per implementare una zonazione di pericolosità geologica con il metodo delle reti neurali su una certa area:

- Scelta dei fattori predisponenti da analizzare: nel caso questi siano variabili di tipo qualitativo, vanno trasformati in variabili numeriche (Presenza o assenza di un certo parametro, o mappa che indica per ogni unità di terreno omogenea la percentuale di copertura della variabile sull'area totale dell'unità).
- Intersezione delle varie mappe dei fattori analizzati con la carta dei fenomeni franosi, dividendo poi i risultati in due gruppi: aree che presentano fenomeni franosi e che non li presentano.
- Analisi statistica dei due gruppi ottenuti dall'operazione precedente.
- Produzione della zonazione di pericolosità utilizzando i pesi ottenuti con l'analisi neurale.

1.8.3 Metodologie utilizzate per l'analisi di stabilità di una parete rocciosa

L'analisi della stabilità di una parete rocciosa non può prescindere dal rilevamento delle discontinuità e dei giunti presenti in essa. Un giunto è una interruzione di origine geologica nella continuità di una roccia, alla quale non è associato alcuno spostamento reciproco fra i blocchi separati dal giunto. Il termine discontinuità è invece un termine più generale per descrivere qualsiasi tipo d'interruzione nella massa rocciosa, anche quando vi sia stato uno spostamento traslativo reciproco fra i blocchi adiacenti: può indicare indifferentemente un giunto, un piano di stratificazione, una faglia, ecc. Vi sono dei parametri che possono essere misurati od osservati su una discontinuità o su di un sistema di discontinuità e questi parametri possono essere utilizzati sia per la classificazione sia durante l'analisi di stabilità degli ammassi rocciosi.

1.8.2.1 Metodologie utilizzate per il rilevamento e la caratterizzazione dei sistemi di giunti

Vengono di seguito presentate le metodologie consigliate dall'ISRM (International Society for Rock Mechanics), e adottate in questo lavoro, per il rilevamento delle caratteristiche dei giunti presenti in particolare nelle pareti del versante di Gairo Taquisara.

La metodologia di campionamento seguita è stata quella del campionamento oggettivo. E' definito campionamento oggettivo, la campionatura sistematica di tutti i giunti visibili nel sito in studio. La campionatura oggettiva si dimostra più efficace quando i domini strutturali delle discontinuità siano difficilmente definibili durante la fase di campionamento.

Di seguito verranno esposte alcune delle caratteristiche misurabili nei sistemi di discontinuità presenti all'interno di un ammasso roccioso.

Orientazione: Una discontinuità può essere rappresentata come un piano nello spazio, e può quindi essere descritta attraverso la sua immersione e la sua inclinazione. Per convenzione, l'immersione è l'angolo formato tra il Nord e la proiezione su un piano orizzontale di una linea di massima pendenza giacente nel piano della discontinuità, misurato con la bussola in senso orario partendo dal Nord; mentre l'inclinazione è misurata rispetto al piano orizzontale; ad esempio (035° - 80°). L'importanza dell'orientazione nella caratterizzazione geomeccanica di un ammasso roccioso aumenta al diminuire della spaziatura delle discontinuità e al diminuire della resistenza a compressione della roccia. Le intersezioni reciproche dei piani di discontinuità determinano la forma e le dimensioni dei blocchi presenti all'interno dell'ammasso roccioso.

Per eseguire le misure di giacitura è necessaria una bussola dotata di clinometro ed inoltre, potendosi avere problemi durante le misure di orientazione a causa della non perfetta planarità delle superfici delle discontinuità, è utile munirsi di una base rigida di lunghezza superiore alla lunghezza d'onda delle ondulazioni presenti sulla superficie della discontinuità.

Per rappresentare i dati strutturali rilevati esistono diversi metodi, tra i quali si ricordano le rappresentazioni a blocchi, i simboli di orientazione e direzione, i diagrammi a stella e le proiezioni sferiche; queste ultime sono le rappresentazioni utilizzate in questo lavoro. La proiezione sferica utilizzata è quella equiareale, nella quale la distribuzione spaziale dei poli delle discontinuità è efficacemente rappresentata sopra un reticolo di Schmidt-Lambert, mentre nella proiezione sferica equiangolare i dati sono proiettati su di un reticolo di Wulf, rispettando i loro rapporti angolari reciproci. Nelle proiezioni stereografiche le discontinuità possono essere proiettate indifferentemente sull'emisfero superiore o inferiore della sfera il cui centro giace nei piani delle discontinuità stesse; per convenzione nelle analisi di stabilità si utilizza l'emisfero inferiore.

Per individuare i sistemi di giunti presenti, in ognuno dei siti rilevati si è provveduto ad utilizzare un elaboratore elettronico, che tramite il programma *DIPS_3.2*, ha permesso di interpolare i dati di giacitura dei sistemi di discontinuità rilevati in ogni stazione. Mediante tracciatura, sul reticolo equiareale, delle zone con uguale densità di poli, sono state poi individuate le famiglie di giunti presenti nell'ammasso roccioso. Un esempio di tale operazione è mostrato nelle figure 1.9 e 1.10.

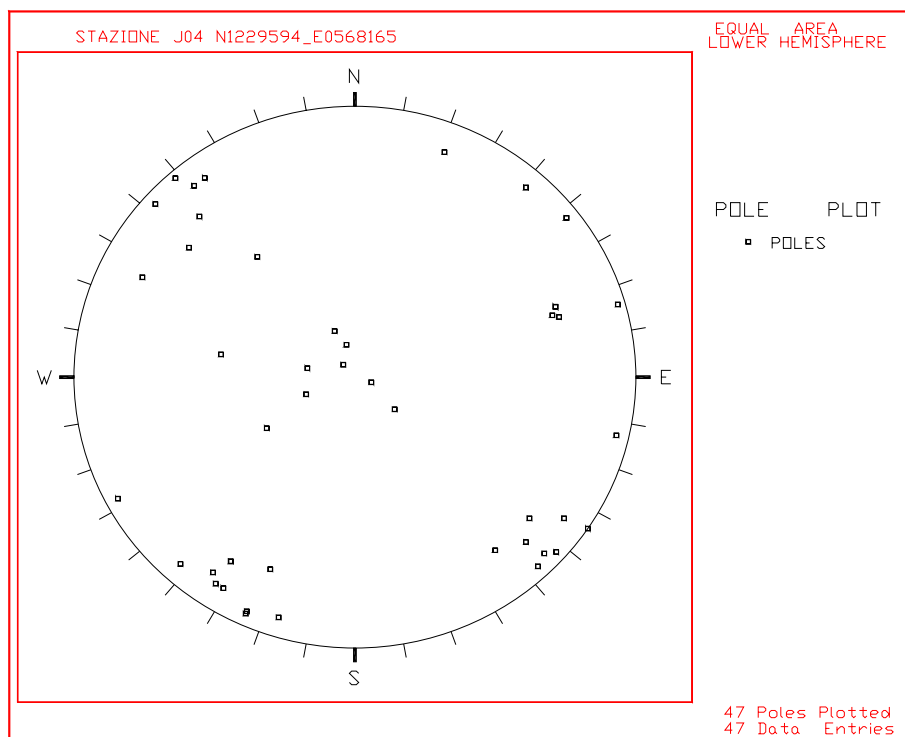


Fig.1.9: *Poli dei piani rilevati nel sito J04, proiettati utilizzando la proiezione sferica equiareale (emisfero inferiore). Prima di calcolare la densità areale dei poli dei piani proiettati, il programma fornisce all'utente la possibilità di esaminare i dati originali.*

Dopo aver esaminato i dati originali l'operatore provvede poi a far eseguire al programma il calcolo della concentrazione areale dei poli; il reticolo utilizzato è quello di Schmidt-Lambert e la densità dei poli è visualizzata tramite linee colorate che racchiudono zone con uguale concentrazione dei poli delle discontinuità. Dopo aver individuato graficamente le zone con

la maggiore densità di poli, l'operatore assegna ad ogni sistema di giunti il valore corrispettivo di giacitura.

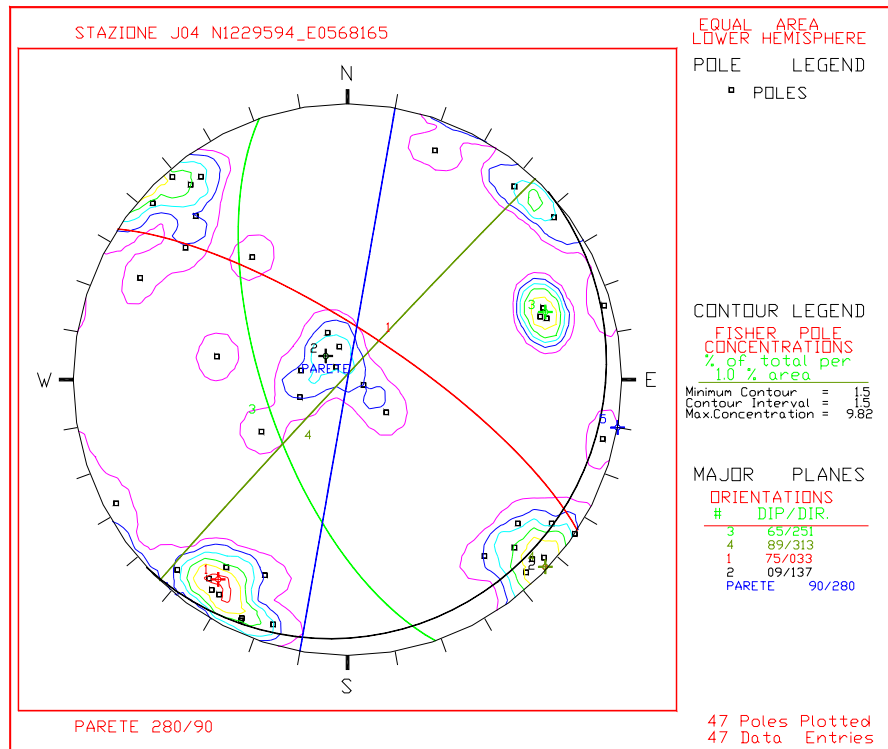


Fig. 1.10: Linee di isodensità di Schmidt, che rappresentano la giacitura di quattro sistemi di discontinuità (In blu il piano che rappresenta la parete); in particolare i sistemi 1, 2 e 4 sono approssimativamente ortogonali fra di loro; i valori medi di giacitura ricavati con questo metodo sono utilizzati nel calcolo dello slope-mass-rating.

Spaziatura: La spaziatura S_v è la distanza fra due discontinuità parallele adiacenti, misurata in direzione perpendicolare alle discontinuità. Di norma, per un sistema di discontinuità, ci si riferisce alla spaziatura media o a quella modale. La spaziatura è molto importante nello studio della stabilità di una massa rocciosa, poiché i sistemi di giunti caratterizzati da bassa spaziatura comportano una diminuzione sostanziale della resistenza dell'ammasso roccioso nel suo insieme; al contrario, i sistemi contraddistinti da spaziature molto ampie tendono a creare condizioni d'interdipendenza tra i diversi blocchi. Nel caso di spaziature estremamente strette, l'orientazione perde di

significato poiché la rottura avviene per rotazione o rotolamento dei piccoli frammenti di roccia. La spaziatura ha una grande influenza sulla permeabilità e sul sistema di circolazione idrico all'interno della massa rocciosa, poiché, in linea generale, la conducibilità idraulica di una roccia avente giunti di dimensione data è inversamente proporzionale alla spaziatura dei suoi sistemi di discontinuità.

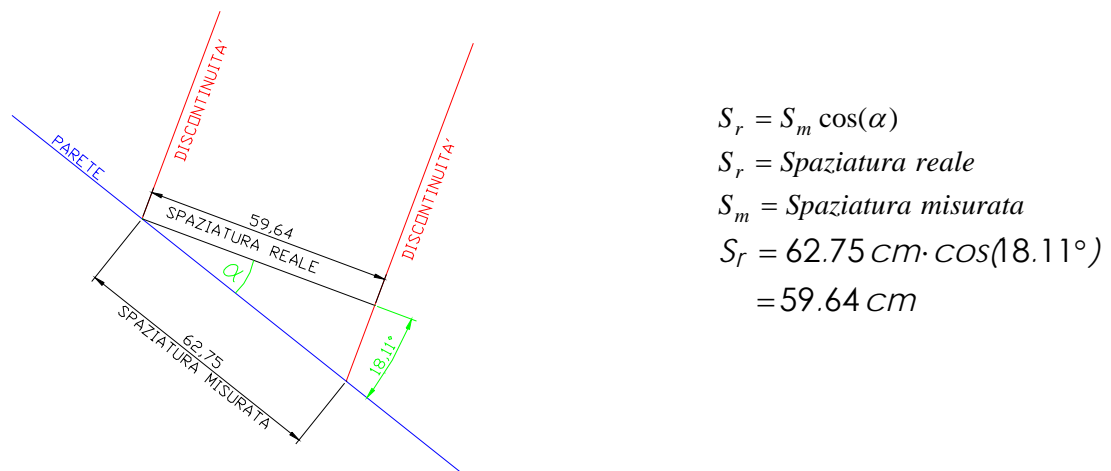
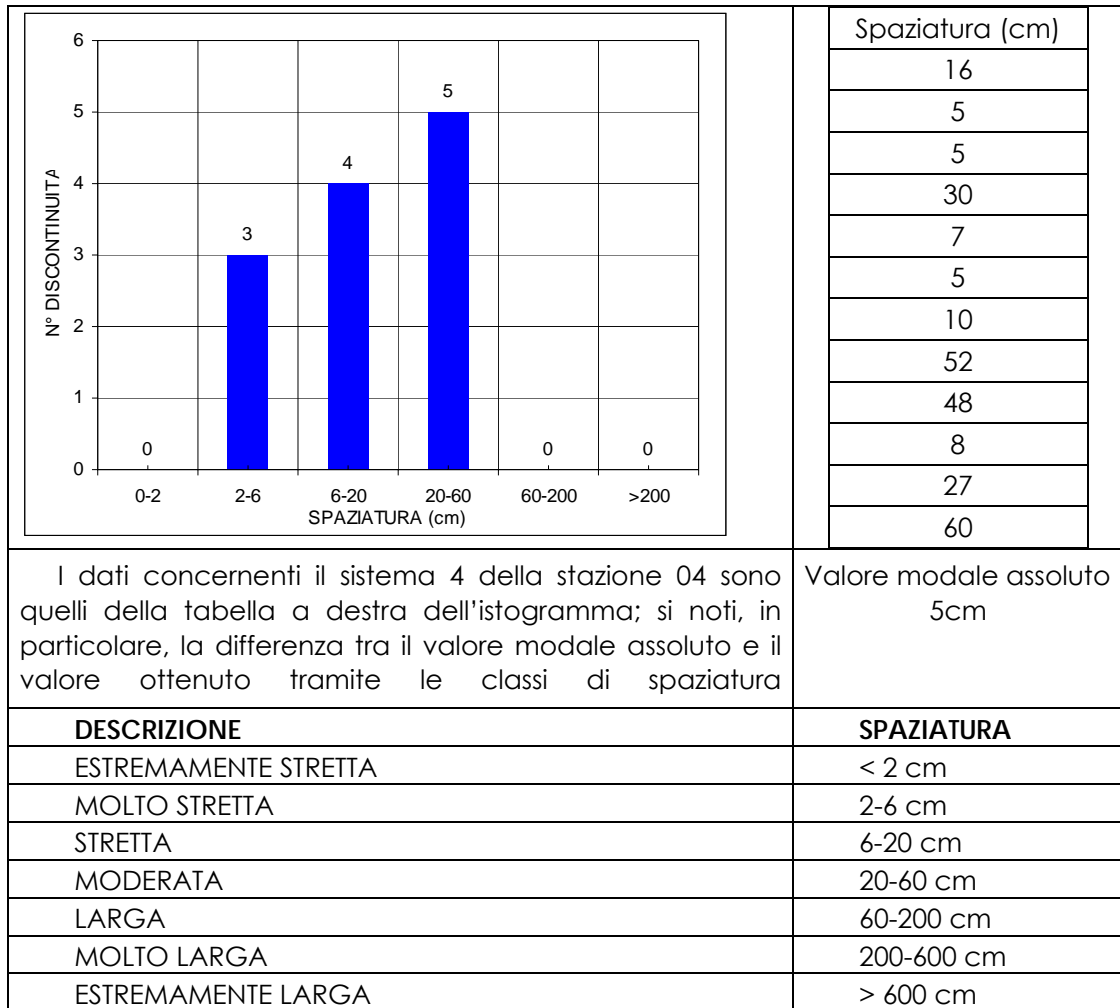


Fig. 1.11: Correzione del valore di spaziatura misurato

Le misure di spaziatura devono essere effettuate utilizzando una rotella centimetrica e la fettuccia andrebbe disposta per quanto possibile ortogonalmente rispetto alle tracce delle discontinuità che si vogliono misurare. Quando questo non è possibile, il valore di spaziatura misurato S_m andrebbe corretto in base all'angolo formato dalla rotella metrica e il sistema di giunti misurato (vedi figura 1.11).

Per ogni sistema di discontinuità, andrebbero calcolate la spaziatura modale, quella massima e la minima. Un efficace metodo per rappresentare le distribuzioni della spaziatura all'interno di un sistema di giunti può essere quello di utilizzare degli istogrammi (Esempio in Tabella 1.1 dove i dati sono quelli misurati nella stazione 04 di rilevamento a Gairo Taquisara): in ascissa sono stati inseriti gli intervalli di spaziatura (cm), in ordinate il numero di discontinuità.



Tab. 1.1: Rappresentazione, mediante istogrammi, della distribuzione delle spazature di un sistema di giunti

Continuità o persistenza: La misura della traccia di una discontinuità in affioramento e l'osservazione di una sua eventuale terminazione contro un'altra discontinuità, sono fattori che permettono di dare una stima areale dell'estensione delle discontinuità e delle profondità che esse raggiungono. La misura della persistenza ha una notevole importanza poiché, nel caso di pendii in roccia, la persistenza dei sistemi in condizioni sfavorevoli determina la probabilità con la quale l'ammasso roccioso nel suo complesso potrebbe essere coinvolto in un'eventuale rottura.

La misura della persistenza pone diverse difficoltà all'operatore, poiché raramente si osservano entrambe le terminazioni della traccia di una

discontinuità affiorante. Le superfici delle discontinuità esposte sono spesso esigue rispetto alla loro superficie reale e quindi risulta possibile dare solo una stima della loro persistenza.

Sarebbe utile misurare con una rotella metrica la persistenza di ogni sistema rilevato, ma quando questo non è possibile è sufficiente indicare il tipo di terminazione. Uno schema riassuntivo delle possibili terminazioni è il seguente:

- ✓ la terminazione di una discontinuità contro un'altra discontinuità è definita di tipo (d);
- ✓ la terminazione di una discontinuità che si estende al di là della massa rocciosa visibile è definita di tipo (x);
- ✓ quella di una discontinuità che si estingue all'interno dell'ammasso roccioso integro è di tipo (r).

Un sistema caratterizzato dalla prevalenza di terminazioni di tipo (x) è quindi più persistente di un sistema con terminazioni prevalenti delle discontinuità di tipo (d). Generalmente le discontinuità più persistenti avranno terminazioni di tipo (r).

Scabrezza: È la misura dell'ondulazione della superficie di una discontinuità rispetto al suo piano medio. Quando la rugosità presente sulla superficie dei giunti è dell'ordine di alcuni centimetri, questa contribuisce alla resistenza al taglio fra due discontinuità adiacenti, soprattutto se la loro apertura è inferiore al centimetro; la rugosità di ordine centimetrico è chiamata "a piccola scala". Se le ondulazioni presenti sulla superficie delle discontinuità hanno lunghezza d'onda maggiore di un metro, ovvero anche la loro ampiezza è maggiore di un metro, possono modificare le inclinazioni locali dei sistemi di discontinuità.

L'importanza della rugosità diminuisce all'aumentare dell'apertura delle fratture, o all'aumentare dello spessore del riempimento tra due discontinuità parallele.

Resistenza delle pareti. La resistenza delle pareti dei giunti viene misurata precisamente sottoponendo a prova di compressione uniassiale dei campioni prelevati dall'ammasso roccioso. La resistenza delle pareti è un parametro fondamentale nell'analisi di stabilità di un pendio in roccia, poiché è direttamente proporzionale alla resistenza a trazione e al taglio della roccia. Generalmente le pareti dei giunti presenteranno valori più bassi di resistenza a compressione rispetto alle parti più interne dell'ammasso roccioso; questo perché, essendo più esposte all'azione degli agenti esogeni, il loro grado di alterazione sarà più elevato, determinando quindi una diminuzione della resistenza meccanica dell'ammasso roccioso.

Durante la fase del rilevamento è opportuno valutare qualitativamente le condizioni dell'alterazione dell'ammasso roccioso nel suo complesso e, ad una prima stima, possono essere sufficienti un'osservazione visiva e alcuni saggi sulla roccia con il martello da geologo. Per ottenere una stima sufficientemente accurata della resistenza a compressione monoassiale C_0 , in questo lavoro sono stati utilizzati il *Martello di Schmidt* e il *Point Load Test*. Questi strumenti permettono di eseguire prove sufficientemente accurate, ma anche economiche e veloci. Numerosi lavori hanno dimostrato ampiamente che, se condotte rigorosamente, queste prove forniscono risultati comparabili con quelli ottenuti con una ben più complicata e costosa prova di compressione uniassiale. La possibilità di utilizzare sia il Point Load Test che il martello di Schmidt direttamente durante la fase del rilevamento delle discontinuità abbassa notevolmente i costi e i tempi e rende particolarmente conveniente questa tipologia d'indagine.

Il martello di Schmidt non è altro che uno sclerometro e si utilizza in direzione perpendicolare rispetto alla discontinuità. Esso misura il rimbalzo della massa battente che percuote la superficie del giunto, la quale andrebbe sempre liberata da detriti incoerenti presenti, almeno nei punti dove viene percossa. Se la massa battente smuove la parete del giunto testata, la risposta sarà inevitabilmente falsata verso il basso, e la misura deve essere scartata; per queste ragioni è sconsigliata la prova su ammassi rocciosi molto fratturati.

Il martello, come già detto in precedenza, dà una misura del rimbalzo della massa battente contro le pareti del giunto e questa misura è convertita nel corrispondente valore di compressione uniassiale tramite il grafico sperimentale di Figura 1.12. In pratica, il numero che misura il rimbalzo (impulso) varia da 10 a 60, con il valore minimo che si riferisce a materiali con scarsa resistenza alla compressione uniassiale ($C_0 < 20 \text{ MPa}$), e il valore massimo a materiali con ottima resistenza alla compressione uniassiale ($C_0 > 150 \text{ MPa}$). Nell'utilizzare il grafico bisogna correggere il valore del rimbalzo ottenuto in base alla posizione del martello; con il martello orientato verticalmente verso l'alto, il valore letto sarà massimo (rimbalzo a favore di gravità), mentre quando il martello è orientato verticalmente verso il basso, la lettura sarà quella minima (rimbalzo contro la gravità). La correzione del valore di rimbalzo misurato durante l'esecuzione della prova con lo sclerometro, rispetto all'angolazione con cui è stato applicato sul giunto, può essere effettuata anche prima di introdurre i valori di rimbalzo nel grafico, per poterli trasformare nei corrispettivi valori di resistenza a compressione uniassiale; questa correzione può essere eseguita come mostrato nella tabella 1.2.

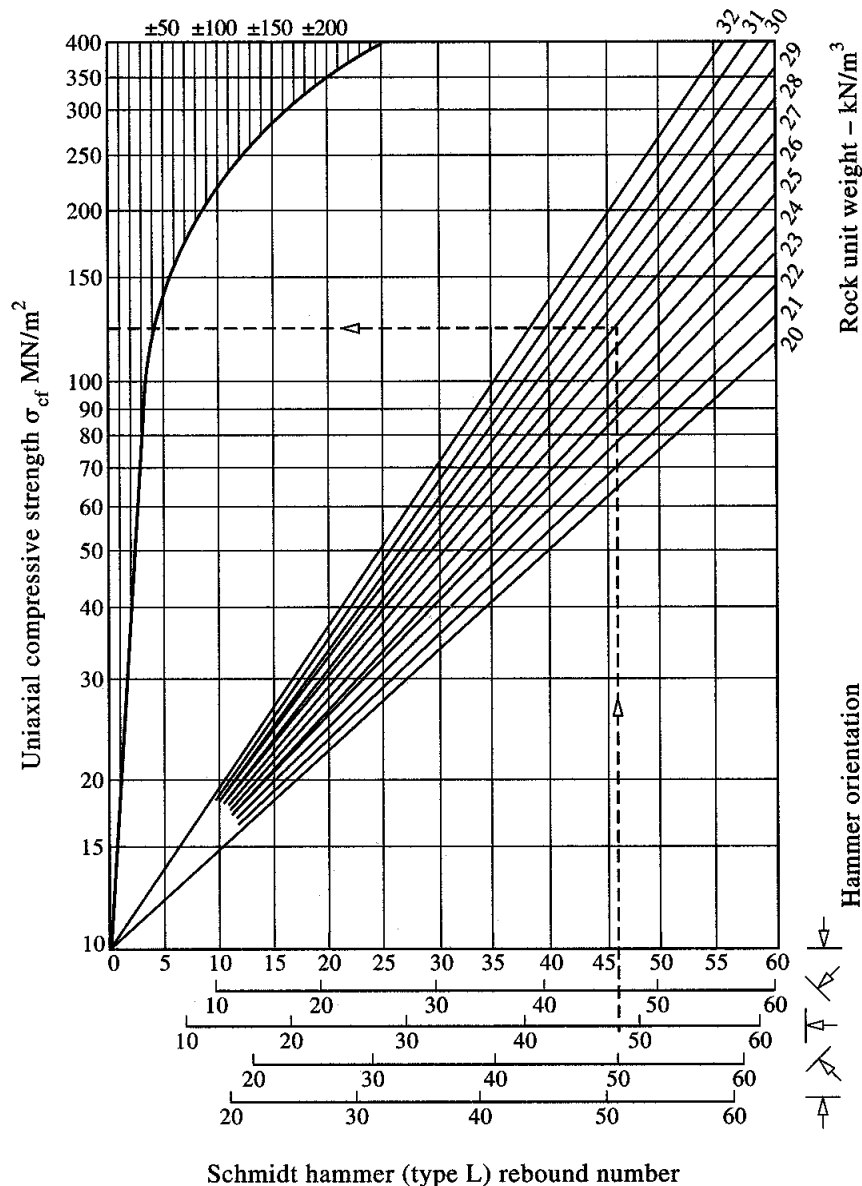


Fig. 1.12: Grafico di conversione dei valori di rimbalzo ottenuti con il Martello di Schmidt, in valori di compressione uniassiale

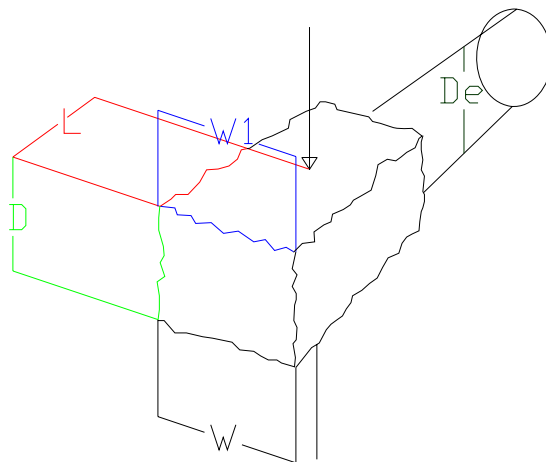
Rocce con resistenza inferiore ai 15MPa, non possono essere esaminate con il martello di Schmidt e per queste bisogna ricorrere a prove con il *Point load test*. Per poter provvedere alla conversione dei valori ottenuti con il martello di Schmidt nei corrispettivi valori di compressione uniassiale, è necessario conoscere la densità della roccia testata ed a questo scopo bisogna prelevare alcuni campioni che saranno utilizzati, in seguito, per la sua determinazione.

Impulso	Verso il basso		Verso l'alto		Orizzontale
	$X=-90^\circ$	$X=-45^\circ$	$X=+90^\circ$	$X=+45^\circ$	$X=0^\circ$
10	0	-0.8	-	-	-3.2
20	0	-0.9	-8.8	-6.9	-3.4
30	0	-0.8	-7.8	-6.2	-3.1
40	0	-0.7	-6.6	-5.3	-2.7
50	0	-0.6	-5.3	-4.3	-2.2
60	0	-0.4	-4	-3.3	-1.7

Tab. 1.2: Correzione del valore di rimbalzo misurato (Fonte Rivista Italiana di Geotecnica 2/93)

Il *Point load test* serve per misurare la resistenza al punzonamento di un campione di roccia e fornisce un indice di resistenza a compressione del materiale roccioso. I provini di roccia possono essere di forma qualsiasi e sono rotti tramite l'applicazione di un carico concentrato, applicato tramite dei punzoni conici. La macchina di prova è composta da un sistema di caricamento, da un sistema di misura della pressione applicata e da un calibro per la misura della distanza fra le due punte contrapposte durante l'esecuzione della prova. Solitamente i campioni testati sono di dimensioni che variano da 15 mm a 100 mm. Si possono eseguire differenti prove in base alla forma del provino e le due principali sono la prova diametrale per spezzoni regolari ricavati da carote e quella per spezzoni irregolari, con campioni che presentino perlomeno due facce opposte subparallele. In questo lavoro le prove sono state eseguite solo su spezzoni irregolari (Figura 1.13).

Andrebbero preferibilmente condotte perlomeno dieci prove per ogni stazione di prova, e in numero maggiore se la roccia presenta sensibili anisotropie; la prova non è valida quando la superficie di rottura del provino non passa attraverso entrambi i punti in cui è applicato il carico. L'esecuzione della prova richiede che il provino sia posizionato con la dimensione minore a contatto delle due punte, che devono essere lontane il più possibile dagli spigoli e dalle facce



$De = \text{Diametro equivalente}$

$L > 0.5D$

$Wm = (W + W1) / 2$

$0.3Wm < D < Wm$

Fig.1.13: Forma del provino richiesta per la prova con spezzoni irregolari.

Una volta che il provino è sistemato tra i due punzoni, viene annotata la loro distanza D e, se le facce non sono parallele, il valore di $Wm = (W+W1)/2$. Il carico viene incrementato uniformemente e il provino deve essere portato a rottura in 10-60 secondi, annotando il valore del carico di rottura. La misura della resistenza I_s al punzonamento è data dal rapporto tra il carico di rottura P e il quadrato del diametro equivalente De del provino:

$$I_s = P / De^2$$

dove $De = \sqrt{4W_m D / \pi}$

I_s è in funzione del diametro equivalente (De); quindi, per confrontare dati di campioni che presentino diametri differenti, occorre riferire il valore di pressione ottenuto a quello di un provino di diametro uguale a 50 mm (I_{s50}). A tale scopo il valore di I_s ottenuto dalla prova deve essere moltiplicato per un coefficiente correttivo F .

$$I_{s50} = I_s \times F$$

dove $F = (De/50)^{0.45}$

Le correzioni apportate utilizzando il coefficiente correttivo F , sono risultate sufficientemente affidabili anche in caso di campioni dotati di anisotropia elevata. Nella tabella 1.5 è possibile vedere un esempio di tale operazione, relativamente ai dati della stazione J04. Per fini classificativi viene fatta una media dei valori di I_s ottenuti per ogni campione e nell'esempio la media è calcolata sia scartando i valori più alti e più bassi ottenuti, sia considerando tutti i valori ottenuti.

Stazione	H	D	$D_e = \sqrt{\frac{4D \cdot W_m}{\pi}}$	$F = \left(\frac{D_e}{50}\right)^{0.45}$	P	$I_s = \frac{P}{De^2}$	$I_{s50} = I_s \cdot F$	I_s Medio
	mm	mm	mm ²		KN	N/mm ²	MPa	MPa
J04	60	22	41,0	0,915	2,60	1,546	1,414	1,89
J04	55	41	53,6	1,032	6,20	2,158	2,227	
J04	55	24	41,0	0,915	8,50	5,055	4,623	
J04	70	27	49,1	0,992	3,75	1,558	1,544	

Tab 1.5: Esempio di calcolo della resistenza al punzonamento

La prova di punzonamento è stata introdotta per dare una stima della resistenza a compressione uniassiale, che è il parametro più rappresentativo per determinare le caratteristiche meccaniche delle rocce. Il *Point load test* per la sua semplicità di utilizzo e per il fatto che può essere utilizzato anche in situ, si presta molto bene alla determinazione delle caratteristiche meccaniche della roccia; se la prova è condotta correttamente, il valore di I_s può essere utilizzato direttamente come parametro nella classificazione della roccia. La resistenza a compressione uniassiale è generalmente 20-25 volte la resistenza al punzonamento.

Apertura: È la distanza tra due pareti affacciate di una discontinuità, in cui lo spazio tra i due lembi affacciati può essere riempito da aria o da acqua. Delle aperture molto ampie indicano una dislocazione dei due blocchi rispetto alla posizione originaria, oppure fenomeni di dissoluzione interessanti le pareti dei giunti e, più in generale, l'ammasso roccioso nel suo insieme. Le aperture visibili, hanno dimensioni maggiori di quelle presenti all'interno della

roccia, soprattutto se sono il frutto di fenomeni di rilassamento dell'ammasso roccioso dovuti ad una diminuzione della pressione litostatica. Le aperture possono essere anche disturbate da locali alterazioni della roccia. Per questo motivo una misura sufficientemente accurata delle aperture correlate ai diversi sistemi di discontinuità comporta delle difficoltà tecniche notevoli e, nella maggior parte dei casi, si può fare solo una stima di questo parametro. Le aperture visibili andrebbero misurate perpendicolarmente alla direzione delle pareti che le delimitano, mentre si dovrebbero considerare anche le aperture che presentano riempimenti secondari dilavati o, in ogni caso, non continui. L'importanza delle aperture è correlata con la rugosità dei giunti poiché, ad esempio, le differenze di resistenza al taglio fra due sistemi di giunti, uno con apertura di 5 mm e uno con apertura di 10mm, sono più sensibili nel caso in cui i giunti siano scabri piuttosto che il contrario.

Riempimento: Il materiale interposto tra le pareti adiacenti di una discontinuità è definito riempimento. Solitamente il riempimento ha una resistenza meccanica inferiore alla roccia primitiva. Sono tipici materiali di riempimento le argille, le sabbie e i frammenti clastici di diverse dimensioni. Il riempimento può essere anche un minerale di cristallizzazione secondaria, per esempio calcite. La distanza fra le due pareti contenenti il riempimento è definita ampiezza. La gamma delle possibili interazioni tra il riempimento e la roccia incassante è molto vasta, potendo comprendere una certa attività di lubrificazione che i riempimenti argillosi possono attuare sulle pareti della roccia incassante, l'influenza sulla circolazione idraulica all'interno dell'ammasso roccioso e l'attuazione di fenomeni di cementazione delle pareti dei giunti(calcite). Durante la fase del rilevamento occorre specificare la natura del sedimento(detritico, argille illuviali, calcite, ecc), il suo grado d'alterazione e, quando è possibile, la sua mineralogia. Nel caso di analisi di stabilità, se si riscontrano riempimenti di tipo montmorillonitico, ovvero argille rigonfianti, è molto utile prelevare alcuni campioni, per determinarne il contenuto di H₂O e la pressione di rigonfiamento.

Filtrazione: I fenomeni di filtrazione e di elevata umidità sono spesso visibili sulla superficie delle discontinuità. Quando le osservazioni sono eseguite durante periodi di scarse precipitazioni, non si noterà umidità sulle pareti dei giunti, ma in certi casi saranno visibili le tracce dei moti di filtrazione che avvengono durante la stagione umida. Quando sono presenti tracce di umidità o filtrazione, andrebbero valutati sia i dati pluviometrici sia quelli termometrici della zona. In presenza di masse permeabili per fratturazione secondaria, intercalate da formazioni impermeabili, esiste la possibilità che siano presenti falde in pressione che possono influenzare le condizioni di stabilità dei versanti. Se esistono delle faglie nella zona, si dovrebbe valutare la loro influenza sull'acquifero presente, sia come direzioni di un eventuale deflusso sotterraneo preferenziale, sia come eventuali limiti geologici dell'acquifero.

Numero di sistemi di discontinuità: Il numero di sistemi di discontinuità definisce l'insieme delle famiglie di giunti presenti. Il numero di famiglie di giunti e i loro rapporti giacitureli definiscono forma e dimensioni dei blocchi in cui l'ammasso roccioso tende a scomporsi.

Dimensione dei blocchi: Le dimensioni dei blocchi sono quelle delimitate da discontinuità diversamente orientate, che si intersecano isolando un blocco. Le dimensioni dei blocchi solitamente sono direttamente proporzionali alla spaziatura dei sistemi di discontinuità che li isolano. L'orientazione e il numero di sistemi di discontinuità determinano la forma dei blocchi, che raramente può essere assimilata a quella di un solido regolare. La dimensione dei blocchi può essere espressa come numero di discontinuità per unità di volume di roccia (J_v). J_v è il *numero volumetrico delle discontinuità* ed è definito come la somma del numero di discontinuità per metro di ogni sistema di giunti presente; il numero di discontinuità per ogni sistema andrebbe conteggiato lungo la perpendicolare del relativo sistema associato. Il risultato del calcolo del J_v per la stazione 04 è presentato nella tabella 1.6.

$J_v = \text{n}^\circ \text{giunti/per metro di tutti i sistemi di giunti}$
$J_v = \frac{12}{2.73} + \frac{6}{2.005} + \frac{14}{7.795} = 9.184$

Tab 1.6: Esempio di calcolo del J_v nella stazione 04

Il numero volumetrico delle discontinuità (J_v) può essere utilizzato per dare una stima del valore del RQD per quelle rocce di cui non si possiedono carote di sondaggio, tenendo presente che il valore del RQD sarà utilizzato durante il calcolo del SMR nelle classificazioni geomeccaniche.

1.8.2.2 Le classificazioni geomeccaniche basate sull'indice RMR (Rock Mass Rating)

Una delle più note classificazioni geomeccaniche degli ammassi rocciosi è quella proposta da Bieniawski (1979), che utilizza l'indice RMR (Rock Mass Rating) ottenuto pesando i principali caratteristici dei giunti.

Il valore del RMR è ottenuto dall'analisi di quattro parametri rilevabili in un ammasso roccioso, descritti di seguito e riportati in tabella 1.7:

Resistenza delle pareti: come visto nel paragrafo precedente, essa può essere misurata con una prova di compressione uniassiale o con l'utilizzo del *point load test*.

RQD: È un parametro di fessurazione ottenuto dall'esame delle carote di roccia come rapporto tra il numero di discontinuità rilevate e la lunghezza dello spezzone considerato. Qualora non siano disponibili i carotaggi della roccia presente nell'area in studio, il valore del RQD può essere calcolato utilizzando la seguente formula empirica:

$$RQD = 115 - 3.3 \times J_v$$

Il numero volumetrico delle discontinuità "Jv", è già stato definito come la somma del numero di discontinuità al metro per ogni sistema di giunti presente nell'ammasso.

Spaziatura delle discontinuità: Il valore di spaziatura utilizzato è quello modale, calcolato tra tutti quelli misurati per ognuno dei sistemi di discontinuità rilevati;

Condizioni delle discontinuità: Questo parametro è influenzato dal valore dell'apertura delle discontinuità, dalle condizioni idrauliche delle fratture, dalla presenza del riempimento e dalla sua natura;

CALCOLO RMR								
PARAMETRO		VALORI ASSUNTI						
Resistenza della roccia integra	Resistenza al point load test (MPa)	>10	4-10	2-4	1-2			
	Resistenza a compressione uniassiale MPa	>250	100-200	50-100	25-50	5-25	1-5	<1
PUNTEGGI		15	12	7	4	2	1	0
RQD (%)		90-100	75-90	50-75	25-50	25		
PUNTEGGI		20	17	13	8	3		
Spaziatura (cm)		>200	60-200	20-60	6-20	<6		
PUNTEGGI		20	15	10	8	5		
Condizioni delle discontinuità		Chiusure	<1mm integra	<1mm alterata	<5mm	>5mm		
PUNTEGGI		30	25	20	10	0		

Tab 1.7: Parametri per il calcolo del RMR

Il calcolo del RMR si ottiene assegnando ad ognuno dei parametri presenti nella tabella 1.7 un valore variabile a seconda della classe a cui il parametro appartiene; la somma di questi valori è l'indice RMR, che può variare da un minimo di 0 ad un massimo di 100; quanto più elevato è l'indice RMR tanto più elevate sono le caratteristiche meccaniche dell'ammasso roccioso

1.8.2.3 Valutazione di pericolosità basata sull'indice SMR (Slope Mass Rating)

Una valutazione delle caratteristiche di stabilità, o di pericolosità geologica di un ammasso roccioso più o meno fratturato, può essere effettuata incrociando l'indice RMR, che da un'indicazione assoluta delle condizioni geo-meccaniche degli ammassi rocciosi indipendentemente dal contesto geomorfologico regionale, e gli ammassi rocciosi stessi, considerando i rapporti giacitureali tra versante roccioso e sistemi di giunti, che determina invece la maggiore o minore propensione dell'ammasso a subire un potenziale collasso strutturale lungo i sistemi di giunti. È ciò che ha proposto Romana (1985) introducendo l'indice SMR (Slope Mass Rating) che

corregge l'indice RMR di Bieniawski con l'introduzione di 4 fattori correttivi che tengono conto dei rapporti giacaturali tra giunti e parete rocciosa più o meno sfavorevoli alle condizioni di stabilità dell'ammasso roccioso:

$$SMR = RMR + (F_1 \times F_2 \times F_3) + F_4$$

Per calcolare il valore del SMR, occorre calcolare precedentemente il valore dei coefficienti introdotti da Romana e di seguito elencati.

- F₁. Questo fattore riflette le condizioni di parallelismo fra la parete e le discontinuità; il suo valore varia da un minimo di 0.15, quando l'angolo tra la parete e le discontinuità è maggiore di 30°, ad un massimo di 1 quando l'angolo è <5°.
- F₂. Questo fattore è calcolato solo per lo scivolamento planare, poiché per il ribaltamento è supposto sempre uguale a 1; il suo valore è minimo quando l'inclinazione del sistema di discontinuità è minore di 20°, ed è massimo quando è maggiore di 45°.
- F₃. Questo parametro tiene conto sia dell'inclinazione del versante che dell'inclinazione del sistema di discontinuità considerato.

Oltre questi fattori, Romana, introduce un quarto fattore F₄ empirico, in base all'origine e alla tipologia della parete variabile da 0 nel caso di parte artificiale prodotta con l'impiego di esplosivi a 15 nel caso di parete naturale; in questo studio tutte le pareti analizzate sono naturali, perciò il fattore F₄ è sempre uguale a 15.

Caso		Molto favorevole	Favorevole	Normale	Sfavorevole	Molto sfavorevole
P	$ \alpha_J - \alpha_S $	>30°	30°-20°	20°-10°	10°-5°	<5°
T	$ \alpha_J - \alpha_S - 180^\circ $					
P/T	F1	0.15	0.40	0.7	0.85	1.00
P	$ \beta_J $	<20°	20°-30°	30°-35°	35°-45°	>45°
	F2	0.15	0.40	0.7	0.85	1.00
T	F2	1	1	1	1	1
P	$\beta_J - \beta_S$	>10°	10°-0°	0°	0°-(-10°)	<-10°
T	$\beta_J + \beta_S$	<110°	110°-120°	>120°	--	--
P/T	F3	0	-6	-25	-50	-60
α_J = Direzione immersione delle discontinuità		α_S = Direzione immersione del versante		β_J = Inclinazione delle discontinuità		β_S = Inclinazione del versante

Tab 1.8: Fattori correttivi per il calcolo del SMR

I parametri correttivi del RMR introdotti da Romana sono presentati nella tabella 1.8.

Il calcolo del SMR introduce una distinzione nella valutazione dell'indice di pericolosità di un ammasso roccioso, anche per quanto riguarda la tipologia dell'evento franoso preso in considerazione; infatti l'analisi considera le due principali fenomenologie di eventi di crollo possibili nelle pareti in roccia, le frane di scivolamento (P, Plane) e quelle di ribaltamento (T, Toppling), calcolando diversamente il valore del SMR per ognuna delle due.

Nelle tabelle 1.9 e 1.10 è presentato un esempio di calcolo del valore dell'indice SMR, per il sistema di giunti K2 della stazione 04 rilevata a Gairo Taquisara:

		PARAMETRO	MISURA	VALORE CORRISPONDENTE
Giacitura della parete della stazione J04	Giacitura del sistema di discontinuità K2	SPAZIATURA	25cm	10
		RESISTENZA A COMPRESSIONI	1.88MPa	4
		RQD	84.7	17
		CONDIZIONI DISCONTINUITA	0.4cm	10
		RMR		41
100°/90°	251°/65°			

Tab. 1.9: Esempio di calcolo del RMR del sistema di disc. K2 della stazione 04

F1		F2		F3	
F1P	F1T	F2P	F2T	F3P	F3T
$ \alpha_J - \alpha_S $	$ \alpha_J - \alpha_S - 180^\circ $	$ \beta_J $	--	$\beta_J - \beta_S$	$\beta_J + \beta_S$
$ 251^\circ - 100^\circ = 151$	$ 251^\circ - 100^\circ - 180^\circ = 29^\circ$	$ 67^\circ $	--	$67^\circ - 90^\circ = -23^\circ$	$67^\circ + 90^\circ = 157^\circ$
0.15	0.4	1.00	1	-60	-25

Tab. 1.10: Calcolo dei fattori correttivi del RMR del sistema di disc. K2 stazione 04

$$SMR = RMR + (F_1 \times F_2 \times F_3) + F_4$$

$$SMR_T = 41 + (0.4 \times 1 \times (-25)) + 15 = 46$$

$$SMR_P = 39 + (0.15 \times 1 \times (-60)) + 15 = 47$$

CAPITOLO 2

INQUADRAMENTO GEOLOGICO DEI TERRITORI DI MURAVERA E DELLA VALLE DEL RIO PARDU

2.1 *Geologia regionale*

La Sardegna durante il Paleozoico è stata interessata da due grandi eventi orogenetici, quello Caledoniano e successivamente quello Ercinico.

La tettonica Eocaledoniana di età Ordoviciano è testimoniata nella parte sud-est della Sardegna da:

- La “Discordanza Sarrabese”, discordanza angolare nell’Unità tettonica del Sarrabus, che separa la successione sedimentaria del Cambriano-Ordoviciano inferiore dal complesso vulcanico dell’Ordoviciano medio.
- La presenza dell’importante vulcanismo calcalcalino nell’Ordoviciano medio.
- La presenza di importanti depositi conglomeratici e arenacei, che testimoniano una fase di emersione prolungata con conseguente erosione dei rilievi formatisi.

È diffusa l’opinione che le deformazioni caledoniane siano presenti in tutta la Sardegna centro-orientale, tuttavia queste sono sempre mascherate e nascoste dai successivi eventi orogenetici ercinici.

La tettonica Ercinica è l’evento orogenetico che più ha caratterizzato la situazione strutturale della Sardegna; infatti il basamento della Sardegna centrale è costituito da una pila di falde di ricoprimento sovrascorse. La tettonica ercinica è caratterizzata fondamentalmente da due eventi aventi caratteristiche strutturali, metamorfiche e magmatiche riconoscibili in tutto il basamento Paleozoico della Sardegna. La prima fase si caratterizza per un importante tettonica compressiva che ha interessato la parte sud est della Sardegna; questo evento, legato alla collisione continentale tra l’Armorica e il Gondwana, ha determinato l’impilamento delle successioni sedimentarie Paleozoiche formatesi precedentemente. Si accompagna a questa fase un

metamorfismo connesso con l'ispessimento crostale; l'intera isola fu interessata dall'orogenesi e alle intense deformazioni sin-metamorfiche fece seguito un magmatismo intrusivo ed effusivo tardo e post cinematico. La struttura è caratterizzata da falde di ricoprimento con trasporto tettonico da NE a SW; le falde sono costituite da un impilamento di varie unità tettoniche, ovvero un complesso di rocce di diversa età, ciascuna con la propria sequenza di facies, che sono state scollate dal loro basamento e traslate una sull'altra. Il metamorfismo regionale è progrado, mostrando infatti intensità crescente da SW (archimetamorfismo e facies a scisti verdi) a NE, (facies anfibolitica a pressione intermedia). Lo stile strutturale varia nelle differenti zone: il grado di deformazione aumenta passando da SW, dove il Sucis-Iglesiente rappresenta l'avampese debolmente deformato, a NE nella zona a falde di ricoprimento e ancor più nella zona assiale (Sardegna nord orientale). Durante questa fase si sono formate pieghe isoclinali fortemente non cilindriche.

Il basamento Paleozoico sardo è un segmento della Catena Ercinica sud europea. La Sardegna e la Corsica fecero parte di una vasta catena montuosa Paleozoica che formatasi a seguito della collisione tra i due paleocontinenti Gondwana e Armonica si estendeva dalla Spagna, interessando la Francia, parte dell'Italia, fino all'Europa orientale. A seguito di questa collisione si ebbe la chiusura dell'oceano presente tra queste placche. In Sardegna, secondo Carmignani et Alii (1992), la sutura tra la placca dell'Armorica e quella del Gondwana si rinviene nella linea Posada-Asinara; questa separa quindi il *Complesso Metamorfico di Alto Grado* della Sardegna settentrionale, sovrascorso, da quello di *Basso Grado* della Sardegna meridionale, subdotto. Questa sutura presenta numerose analogie con quella ercinica sud-europea; tra le tante ricordiamo la presenza di paragenesi eclogitiche derivate da basalti di tipo M.O.R.B. (*Mid-Ocean Ridge Basalts*, basalti di cresta medio-oceanica). Le metamorfiti di basso e medio grado presenti tra la linea Posada-Asinara a Nord e l'unità tettonica di Meana Sardo a sud, sono comprese in un insieme di unità alloctone denominato *Falde Interne*. Nella parte a Sud del complesso granitoide

Nuorese-Ogliastrino, le *Falde Interne*, sono rappresentate da una successione prevalentemente terrigena metamorfosata. Nella parte a Nord del Gennargentu questo complesso è stato suddiviso in tre unità: l'Unità di Funtana Bona, l'Unità di Riu Correboi e l'unità del Postgotlandiano. La storia deformativa delle Falde Interne è più complessa di quella delle falde Esterne, in quanto essa è influenzata da due eventi plicativi e da un metamorfismo più elevato; inoltre, le successioni delle falde interne sono principalmente terrigene, con scarsi apporti vulcanici e carbonatici, abbondanti invece nelle successioni delle Falde Esterne. Le Falde Esterne affiorano in Barbagia, nel Sulcis, nell'Iglesiente, nel Sarrabus, nel Gerrei e nell'Ogliastra. Esse costituiscono la parte più esterna del complesso alloctono e si sono impostate mediante un movimento avente direzione NE-SW. Il metamorfismo e la deformazione aumentano passando dalle unità superiori a quella inferiore; infatti, rocce in facies anfibolitica affiorano solo nel Monte Grighini, in corrispondenza della culminazione assiale dell'antiforme del Flumendosa, dove affiora l'unità di Castello Medusa. La successione più completa dell'edificio delle Falde Esterne, è visibile nella bassa valle del Flumendosa, dove affiora l'unità del Rio Gruppa, probabilmente correlabile con l'unità di Castello Medusa, a cui si sovrappone l'unità del Gerrei, a sua volta sormontata da l'unità di Meana Sardo a nord dell'antiforme e dall'unità del Sarrabus a sud.

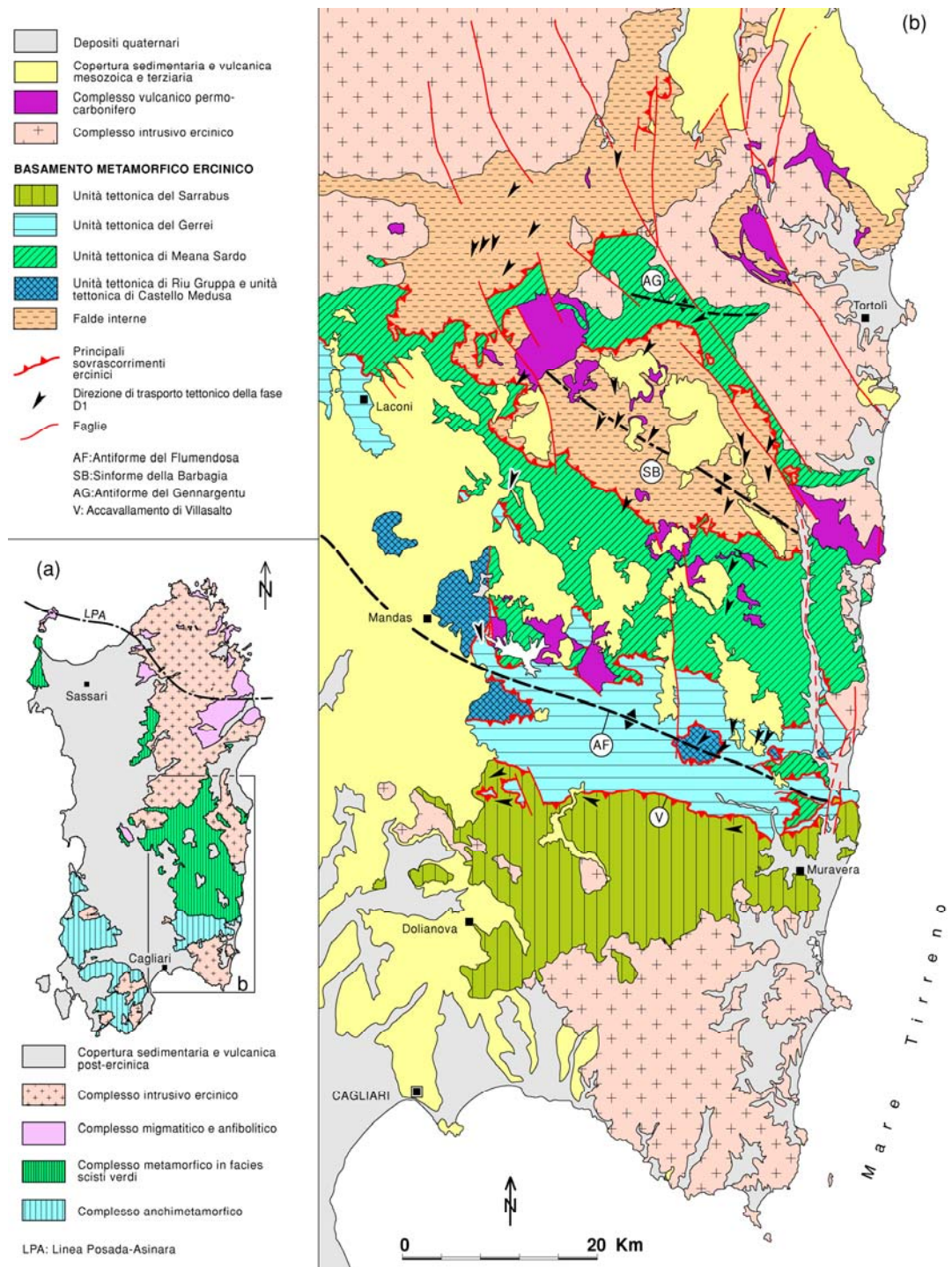


Fig. 2.1: Schema tettonico del Basamento paleozoico della Sardegna sud-orientale. Tratto da: Carmignani et alii (2001).

Secondo Carmignani et alii (1992), le tappe dell'evoluzione del basamento sardo sono quelle tipiche di un margine continentale, sotto il quale subduce la crosta oceanica, e che collide, al termine di questa fase, con un altro

marginale continentale, con relativo impilamento di falde di sovrascorrimento e successivo collasso gravitativo del cuneo orogenico.

La seconda fase si caratterizza per una tettonica distensiva, probabilmente dovuta al collasso gravitativo della catena ercinica alla fine della prima fase (Westfaliano-?Permiano inferiore). Questa fase estensionale è testimoniata dallo sviluppo nel basamento di strutture di raccorciamento verticale ed estensione orizzontale, dalla presenza di faglie dirette e faglie normali che determinano l'affioramento delle unità più profonde, dalla messa in posto del batolite calcareo e dei relativi filoni, dallo sviluppo di bacini mollassici permiani, depositi sul basamento metamorfico ed alimentati dai sedimenti provenienti dall'erosione del rilievo ercinico. Il basamento Paleozoico, le successioni sedimentarie stefano-permiane e quelle triassiche sono state ricoperte in discordanza da depositi trasgressivi mesozoici, solitamente preceduti da depositi alluvionali, costituiti da strati arenaceo conglomeratici a struttura caotica, con clasti poligenici e fortemente angolosi. I primi depositi marini, riferibili al Triassico medio, si rinvennero soprattutto nella parte occidentale dell'isola e nella parte centro-orientale. I sedimenti del Triassico medio e superiore sono molto discontinui e poco potenti; ciò porta ad ipotizzare, per la parte orientale dell'isola, una morfologia di alto strutturale che è stata trasgreditata completamente solo nel Giurassico medio. Le successioni giurassiche e cretache sono costituite generalmente da potenti strati di sedimenti calcareo dolomitici, questi depositi carbonatici costituiscono, nell'Ogliastra e nel Sarcidano, la struttura portante dei rilievi tabulari conosciuti con il nome di *Tacchi*. La lunga fase di continentalità che precede la trasgressione giurassica, ha creato le condizioni favorevoli allo sviluppo di suoli profondi ed evoluti; in alcune zone questi si rinvennero alla base dei *Tacchi*, sotto forma di paleosuoli, di colore bruno-rossiccio, ricchi in ferro (Ferro dei Tacchi). Apre la fase trasgressiva un complesso clastico, di potenza variabile, molto discontinuo, costituito da conglomerati, associati localmente a lenti di argille e/o arenarie; nella parte alta della successione si passa a marne e arenarie argillose, che sfumano in un alternanza marnoso-dolomitica, a sua volta passante a facies francamente dolomitiche.

2.2 Il territorio di Muravera

L'area in studio è interamente localizzata nel territorio comunale di Muravera, considerato il centro più importante dell'area conosciuta con il nome di Sarrabus.



Fig. 2.2: Muravera e il Sarrabus

Il centro abitato di Muravera è situato nell'area sud-orientale della Sardegna, su una piana alluvionale, a ridosso di una cerchia di colline, che delimitano un sistema lagunare con gli stagni di Feraxi, Colostrai, Salinas e San Giovanni. Molto probabilmente il primo nucleo abitativo era a diretto contatto con il mare, da cui si era successivamente dovuto distanziare per sfuggire ai frequenti attacchi degli invasori e dei corsari; ma l'attuale paese, che si presenta come una cittadina e che si è sviluppata sullo spazio aperto della piana, libera da ostacoli naturali, è ancora fortemente legata al mare. L'estensione dell'area in studio è di circa 5,7 Km², con una forma approssimativamente triangolare; i suoi limiti sono gli spartiacque del rio *Niu*

Crobu a ovest, del rio *San Leonardo* a est e il canale delle acque alte a nord a valle del centro abitato e i rilievi di *Bruncu Riu Molas* a sud.

Il settore esaminato è compreso all'interno delle sezioni n°549150 e 549160 della *Carta Tecnica Regionale*. L'abitato di Muravera è localizzato in un'area sub pianeggiante, quasi completamente a quote inferiori ai trenta metri s.l.m., mentre l'area esaminata è compresa tra la quota minima di pochi metri s.l.m. nella parte a Nord e quella di 467 m di *Bruncu riu Molas*, nella parte più a sud. L'altimetria tende a diminuire regolarmente passando dalla parte Sud dell'area studiata a quella Nord e, in prossimità dell'abitato, tende a stabilizzarsi su una quota di pochi metri s.l.m. La via di comunicazione principale è la Strada Statale 125 che collega Muravera con l'Ogliastra a nord-est e con Cagliari a sud-ovest.

Nell'area esaminata sono stati individuati due bacini idrografici principali: quello del rio *Niu Crobu* e quello del rio *Santa Lucia*; entrambi hanno regime torrentizio, grandi pendenze e notevoli quantità di detriti in alveo.



Fig. 2.3: Vista 3d del versante di Muravera in studio

Valutando la distribuzione delle diverse utilizzazioni del suolo, possiamo dividere l'area in esame in due parti principali: le zone occupate dai litotipi alluvionali quaternari e quelle occupate dai litotipi metamorfici paleozoici. La maggior parte dell'area occupata dai litotipi alluvionali quaternari è

utilizzata a fini agronomici (frutteti, seminativi, colture orticole); una piccola parte di quest'area è occupata dal centro urbano di Muravera. La parte in cui sono predominanti le litologie paleozoiche è caratterizzata da versanti acclivi e coperti principalmente da arbusti tipici della macchia mediterranea, che vengono sostituiti da una copertura più evoluta d'alto fusto nella parte più a sud del bacino; in quest'area quote e pendenze aumentano e i versanti si presentano molto aspri.

Il clima del territorio di Muravera è abbastanza mite, come del resto quello di tutta la fascia costiera della parte meridionale della Sardegna. La temperatura media annua è di 17,6°C, e quelle medie mensili oscillano tra 10,5°C e 26°C. Come in tutta l'area Mediterranea Muravera è caratterizzata da un semestre invernale piovoso e da un'estate calda e siccitosa. Un'utile rappresentazione del regime di umidità del suolo è data dai diagrammi ombrotermici di Bagnouls e Gaussen. In questi diagrammi sono riportate contemporaneamente le curve annue delle precipitazioni, in mm, e le temperature in °C, con la scala delle precipitazioni doppia rispetto a quello delle temperature. I periodi in cui il suolo può essere considerato asciutto sono quelli nei quali la posizione della curva delle temperature è al di sopra di quella delle precipitazioni. In modo analogo, i periodi in cui il suolo può essere considerato saturo sono quelli nei quali la curva delle precipitazioni è disposta sopra quella delle temperature. Osservando il diagramma ombrotemico della figura 2.4, è evidente che mediamente le precipitazioni presenti a Muravera assicurano un surplus d'acqua nel terreno nell'arco temporale che va dal mese di ottobre al mese di aprile. In particolare, nel regime delle precipitazioni esistono due massimi; uno relativo al mese di ottobre ed uno relativo al mese di dicembre; nel complesso, la differenza tra i vari mesi è molto elevata. Il regime delle temperature risulta invece più regolare, con il mese più freddo, gennaio, che presenta una temperatura media di circa 10,5°C, ed il mese più caldo, agosto, con una temperatura media di circa 26°C. La piovosità media annua è risultata di circa 650 mm, con anni particolarmente piovosi in cui si è superato il valore di 1000 mm e anni particolarmente siccitosi dove non si è arrivati a 200 mm.

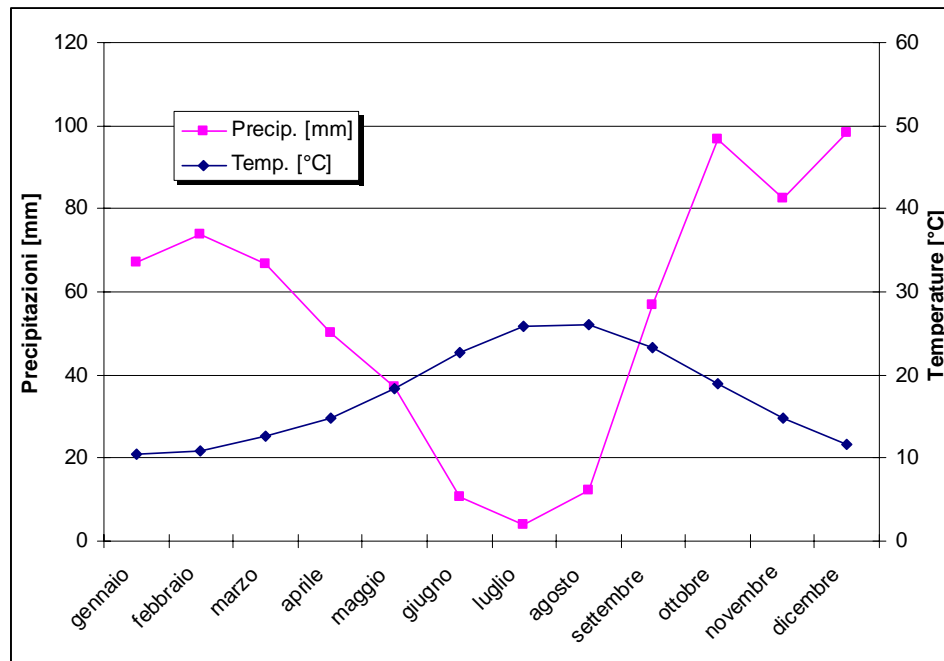


Fig. 2.4: Diagramma ombrotermico

2.2.1 Inquadramento geomorfologico del territorio di Muravera

La morfologia dell'area esaminata è molto influenzata dalle litologie in essa affioranti e dalle vicende geologiche che in questo territorio si sono susseguite. Sono evidenti i contrasti e le differenze morfologiche che intercorrono tra le zone pianeggianti costiere, su cui sorge l'abitato, e gli aspri versanti che lo sovrastano a sud. L'abitato di Muravera è localizzato in un'area sub pianeggiante, quasi completamente a quote inferiori ai trenta metri s.l.m.. Le valli create dall'azione dei corsi d'acqua principali sono molto incise, presentando versanti molto acclivi; inoltre, sono caratterizzate da versanti abbastanza simmetrici che attraversano le differenti formazioni geologiche presenti in senso pressoché ortogonale alla loro giacitura. Le litologie prevalenti sono costituite da litotipi sedimentari e vulcanici metamorfosati che formano l'ossatura del rilievo a sud di Muravera.

Dal settore montano, costituito prevalentemente da formazioni Paleozoiche, si passa verso valle attraverso una fascia di transizione costituita da depositi pedemontani e alluvionali, che sfumano in depositi francamente alluvionali proseguendo verso nord. A queste variazioni litologiche corrisponde in maniera analoga una variazione altimetrica come precedentemente descritta. I fattori morfogenetici principali, in ordine d'importanza, sono: la tettonica ercinica che ha creato l'ossatura del rilievo, i fattori esogeni e i fattori climatici. La scistosità, che la maggior parte dei litotipi pelitici e arenacei metamorfosati presentano, favorisce l'azione di disaggregazione e di alterazione propria dei fenomeni esogeni.

La notevole fratturazione delle metavulcaniti paleozoiche favorisce l'instaurarsi di processi di crollo nelle zone più acclivi dei versanti. Questi depositi di crollo, formati generalmente da grossi blocchi di dimensioni metriche e da piccoli clasti irregolari di dimensioni decimetriche, sono spesso privi di matrice; non è raro trovare lingue di detrito a valle degli ammassi rocciosi di maggiori dimensioni, formate prevalentemente da clasti di dimensioni decimetriche, che partendo dalla base degli ammassi, si sviluppano verso valle. In tutta l'area studiata gli unici fenomeni franosi di cui si è a conoscenza sono classificabili come crolli. Questi non sono mai di dimensioni notevoli e prevalentemente interessano le litologie vulcaniche e le litologie appartenenti alla formazione di Punta Serpeddi. Sono state segnalate in passato delle piccole frane di scivolamento che si sono sviluppate sia in litologie detritiche, sia su litologie scistose molto fratturate e alterate. Queste frane sono sempre localizzate in corrispondenza di fronti di scavo artificiali; quindi è ragionevole pensare che siano dovute a scarsa cura nell'effettuare le operazioni di scavo, piuttosto che ad un'effettiva instabilità dell'area.

2.2.2 Geologia dell'area di Muravera

Il territorio oggetto del presente studio, ricade interamente all'interno dell'area denominata Sarrabus. L'unità tettonica del Sarrabus, insieme a

quella di Meana Sardo e dell'Arburese, secondo Carmignani et Alii (1992), costituirebbero il fronte alloctono delle Falde esterne che, scollate alla base delle metarenarie Cambro-Ordoviciane, avrebbero completamente scavalcato l'unità del Gerrei disponendosi direttamente sulla zona esterna (Sulcis-Iglesiente) ove costituirebbero il fronte della catena. L'unità tettonica del Sarrabus, vista la sua posizione in cima all'edificio a falde, è quella con minore deformazione e più basso grado metamorfico.

All'interno dell'unità tettonica del Sarrabus vengono distinte tre sottounità: quella di Genn'Argiolas, quella di Minderrè e quella di Punta Ruggeri.

L'area in esame ricade completamente all'interno della sottounità di Genn'Argiolas. Nell'area affiorano principalmente litologie Paleozoiche con subordinate presenze locali di depositi alluvionali e di versante; solo nella parte Nord, oltre l'abitato di Muravera, le alluvioni Quaternarie sono predominanti. La formazione più antica dell'area è rappresentata da una potente successione metamorfica di arenarie, quarziti e argilliti, in straterelli da decimetrici a metrici, nota in letteratura con il nome di Arenarie di San Vito (Calvino F., 1961, Barca S. e Di Gregorio, 1979). Alle arenarie si sovrappongono quasi ovunque delle metavulcaniti (Formazione di Monte Santa Vittoria e Porfidi Grigi del Sarrabus). Il contatto è marcato localmente dalla presenza di un metaconglomerato grossolano (Metaconglomerato di Muravera) spesso in giacitura discordante sul basamento Paleozoico; tale discordanza è nota in letteratura come *discordanza Sarrabese*. Alle successioni vulcaniche si sovrappongono le metarenarie grossolane e i microconglomerati metamorfosati della formazione di Punta Serpeddi.

A questa formazione se ne sovrappone una calcarea silicizzata, nota in letteratura con il nome di Formazione di Tuvois. Gli elementi strutturali più importanti nell'area in esame sono: una faglia trascorrente con andamento NE-SW ed un sovrascorrimento con andamento perpendicolare rispetto alla faglia sopraccitata, che determina il raddoppiamento della successione di alcune formazioni; il sovrascorrimento probabilmente è connesso con la fase compressiva dell'orogenesi Ercinica.

Vengono di seguito descritte le formazioni litologiche appartenenti alla sottounità tettonica del Sarrabus, affioranti all'interno dell'area in esame. Per quanto riguarda la nomenclatura delle formazioni è stata utilizzata quella proposta nelle "Note illustrative della Carta Geologica d'Italia 1:50000 – Foglio 549 Muravera".

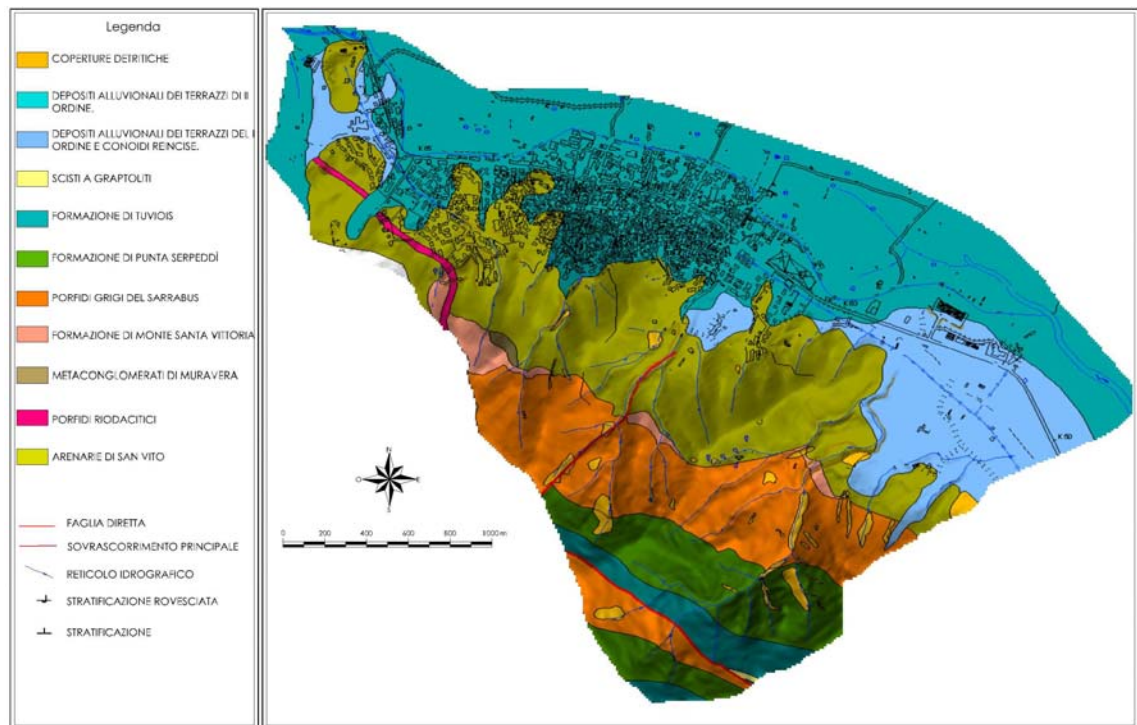


Fig. 2.5: Carta geologica di Muravera, estratta da Muravera 1:50000 cart con modifiche

2.2.3 Paleozoico

Arenarie di San Vito

La successione litologico-stratigrafica Paleozoica si apre con le Arenarie di San Vito. Si tratta di una formazione molto potente formata da un'alternanza irregolare di strati arenacei e pelitici, di spessore variabile da pochi decimetri a pochi metri, di colore variabile dal nocciola, al grigio, al verde o al viola. Sono ancora riconoscibili strutture sedimentarie di diverso tipo: laminazioni piano parallele ondulate e convolute, riconducibili ad intervalli torbiditici di Bouma, ripple da corrente, flute cast, ripple marks, canali d'erosione e stratificazione gradata. Le caratteristiche sedimentarie e granulometriche

indicano, come probabile ambiente di sedimentazione, un sistema di conoidi caratterizzato da processi di sedimentazione di tipo torbitico (Barca e Di Gregorio, 1979).

La potenza della formazione non è conosciuta, ma si ipotizzano spessori superiori ai 500m.



Fig. 2.6: Affioramento di Arenarie di San Vito



Fig. 2.7: Piccole pieghe in un campione delle Arenarie di San Vito

Nell'area studiata le Arenarie di san Vito occupano un vasto territorio tra la località *San Leonardo* e la località *Piscina e Terra*. Questa litologia affiora in versanti molto acclivi, con scarse coperture e suoli poco sviluppati. Gli ammassi rocciosi sono sempre scistosi, presentando spesso anche una notevole fratturazione secondaria. L'elevata fratturazione, la scistosità e la

scarsa competenza dei litotipi pelitici di questa formazione, favoriscono lo sviluppo di una coltre detritica, sabbioso argillosa, interessata da notevoli fenomeni di erosione superficiale a causa della mancanza di una sufficiente copertura vegetale. Sulle Arenarie di San Vito i fenomeni di crollo sono quasi assenti; infatti queste litologie non danno mai origine a pareti rocciose sub verticali o a fronti rocciosi, in quanto la spaziatura delle discontinuità è molto bassa. Solo nelle aree in cui affiorano i litotipi francamente quarzitici sono stati rilevati alcuni ammassi rocciosi dai quali si potrebbero originare dei fenomeni di crollo.

Metaconglomerato di Muravera

Come già detto in precedenza, la discordanza Sarrabese è marcata dalla presenza, se pur discontinua, di una formazione metaconglomeratica riconosciuta da Calvino (1959) come Conglomerato Basale e successivamente denominata Conglomerato di Rio Ceraxa (Barca e Maxia, 1982). Si tratta di un conglomerato poligenico con clasti di dimensioni centimetriche abbastanza arrotondati. I clasti sono composti principalmente da arenarie e quarzoareniti della sottostante formazione delle Arenarie di San Vito. La potenza di questa formazione è al massimo di circa 40 m, e nella zona studiata essa affiora in una piccola area. Al tetto dei Metaconglomerati di Muravera possono essere presenti sia le litologie appartenenti alla formazione dei Porfidi grigi del Sarrabus, sia quelle appartenenti alla formazione di Monte Santa Vittoria. Il contatto è netto con i porfidi; può essere invece sfumato e graduale con i litotipi metaepiclastitici della Formazione di Monte Santa Vittoria. I metaconglomerati sono il frutto di una fase di emersione del rilievo ercinico ed il loro ambiente deposizionale è di tipo fluviale.



Fig. 2.8: Particolare del Metaconglomerati di Muravera



Fig. 2.9: Affioramento di Metaconglomerati di Muravera

Nell'area studiata il Metaconglomerato di Muravera occupa una piccola porzione di versante, a sud dell'abitato, nei pressi della località denominata *Chicconi*. I versanti in cui affiora questa litologia sono molto acclivi, con scarse coperture e suoli poco sviluppati. Parte dell'affioramento è composto da un piccolo ammasso roccioso di altezza inferiore ai 5 m. La roccia si presenta abbastanza fratturata, ma raramente le fratture sono aperte e la maggior parte è cementata. L'area restante occupata da questa litologia è interessata da fenomeni pedogenetici e di alterazione superficiale.

Formazione di Monte Santa Vittoria (MSV)

Si tratta di una formazione che in parte corrisponde ai "Porfidi quarziferi bianchi in masse e filoni, loro tufi e agglomerati", come denominati da Calvino (1963); essa è costituita da metatufi e da metaepiclastiti. I litotipi si presentano solitamente afanitici, oppure con rari fenocrislalli di quarzo e feldspati; il colore varia dal bianco al giallastro. La formazione è molto discontinua e il suo spessore non supera poche decine di metri.



Fig. 2.10: Formazione di Monte S. Vittoria

Nell'area studiata la Formazione di Santa Vittoria occupa una piccola porzione di versante, a sud dell'abitato, tra la località denominata *Chicconi* e quella denominata *Pizzu Mannu*. I versanti in cui affiora questa litologia sono molto acclivi, con scarse coperture e suoli poco sviluppati. La roccia non presenta discontinuità aperte, la scistosità è presente, ma la roccia mantiene sempre una certa compattezza soprattutto nelle litologie afanitiche di colore rosa chiaro. Nelle litologie porfiriche la scistosità è minore ed è presente una certa fratturazione in blocchi di dimensioni anche metriche, che dà luogo a degli ammassi rocciosi, dai quali si potrebbero originare dei fenomeni di crollo.

Porfidi Grigi del Sarrabus

Corrispondono ai “Porfidi quarziferi grigi in masse e filoni, tipici del Sarrabus”, come nominati da Calvino (1963). Si tratta di una formazione composta dai seguenti litotipi: tufi, rioliti e riodaciti di colore grigio scuro, con evidente struttura porfirica. I litotipi si presentano solitamente afanitici, oppure con rari fenocrisalliti di quarzo e feldspati; il colore varia dal bianco al giallastro. La formazione è molto discontinua e il suo spessore non supera poche decine di metri. Il metamorfismo è stato blando, e secondo Calvino, questi porfidi possono essere correlati con i Porfiroidi dell’Unità tettonica del Gerrei, differenti solo perché più deformati.



Fig. 2.11: Porfidi Grigi del Sarrabus

Nell’area studiata i Porfidi Grigi del Sarrabus occupano una vasta area tra la località *Pizzu Mannu* e la località *Perda Columbu*. Per raddoppio tettonico, a causa di un sovrascorrimento con direzione NordOvest-SudEst, occupano anche una fascia di versante a Nord della località *Cruculeu*. I versanti in cui affiora questa litologia sono molto acclivi con scarse coperture e suoli poco sviluppati. Gli ammassi rocciosi sono sempre molto fratturati, con abbondante produzione di detrito litico con scarsa matrice.

In corrispondenza di questi ammassi, sono frequenti i fenomeni di crollo di blocchi rocciosi, anche di dimensioni metriche.



Fig. 2.12: Porfidi Grigi del Sarrabus

Porfidi Riodacitici

Si tratta di corpi filoniani e più raramente di ammassi, presenti come intrusioni nelle arenarie di San Vito. Sono costituiti dai derivati metamorfici di rocce di composizione acida a struttura porfirica. Presentano una colorazione chiara nei toni del bianco e del marron chiaro.



Fig. 2.13: Porfidi Riodacitici, nella foto a destra, il contatto con le Arenarie di S. Vito

Nell'area del presente studio è presente un solo corpo filoniano, abbastanza fratturato, di colore chiaro, in giacitura sub verticale, con direzione NordOvest- SudEst.

Formazione di Punta Serpeddi

A diretto contatto con i Porfidi Grigi del Sarrabus troviamo la formazione di Punta Serpeddi. Si tratta di un'alternanza di metarenarie grossolane e microconglomerati. La parte alta della formazione è caratterizzata dalla presenza di metasiltiti e metarenarie fini di colore grigio.



Fig. 2.14: Formazione di Punta Serpeddi

Nell'area studiata la formazione di Punta Serpeddi occupa una vasta area tra la località *Pipizzu* e la località *Costa Piredda*. Per raddoppio tettonico, a causa di uno sovrascorrimento con direzione NordOvest-SudEst. La Formazione di Punta Serpeddi occupa anche una fascia di versante nei pressi della località *Cruculeu*. I versanti in cui affiora questa litologia sono molto acclivi, con scarse coperture e suoli poco sviluppati. Gli ammassi rocciosi sono sempre molto fratturati con abbondante produzione di detrito litico. In corrispondenza di questi ammassi sono frequenti i fenomeni di crollo di blocchi rocciosi, anche di dimensioni metriche.



Fig. 2.15: Formazione di Punta Serpeddi

Formazione di Tuviois

La formazione di Tuviois presenta alla base un'alternanza di livelli centimetrici di metarenarie fini e metasiltiti di colore grigio, note anche con il nome di Quarziti del Sarrabus a causa dell'intensa silicizzazione subita. Questo processo maschera i caratteri sedimentologici originali.



Fig. 2.16: Formazione di Tuviois

Scisti a graptoliti

A contatto della formazione di Tuviois troviamo degli argilloscisti neri carboniosi a graptoliti di età siluriano inferiore; nell'area studiata costituisce un piccolo affioramento.

2.2.4 Depositi Quaternari

I depositi Quaternari che si rinvencono nell'area in studio sono continentali: Alluvioni e depositi di versante. I depositi alluvionali coprono tutta l'area pianeggiante a nord e nord-est dell'abitato di Muravera, buona parte dell'abitato stesso ed i tratti terminali dei corsi d'acqua che confluiscono nella piana alluvionale. I depositi più antichi sono costituiti da alluvioni cementate di colore rossiccio che si raccordano verso monte con le conoidi alluvionali. I clasti hanno dimensioni da centimetriche a decimetriche.

I depositi alluvionali più recenti sono presenti per lo più nei fondovalle, esibiscono una modesta classazione e un buon grado di arrotondamento; la matrice è sabbioso-argillosa.



Fig. 2.17: Depositi alluvionali Quaternari.

Il detrito di falda è un deposito costituito prevalentemente da clasti spigolosi poco elaborati, di dimensioni da centimetriche a decimetriche.

Al di sotto delle pareti dei grossi ammassi rocciosi di porfidi molto fratturati si formano delle lingue di detrito disposte parallelamente alla direzione di massima pendenza del versante, composte esclusivamente da clasti e prive di matrice.



Fig. 2.18: Detrito di falda

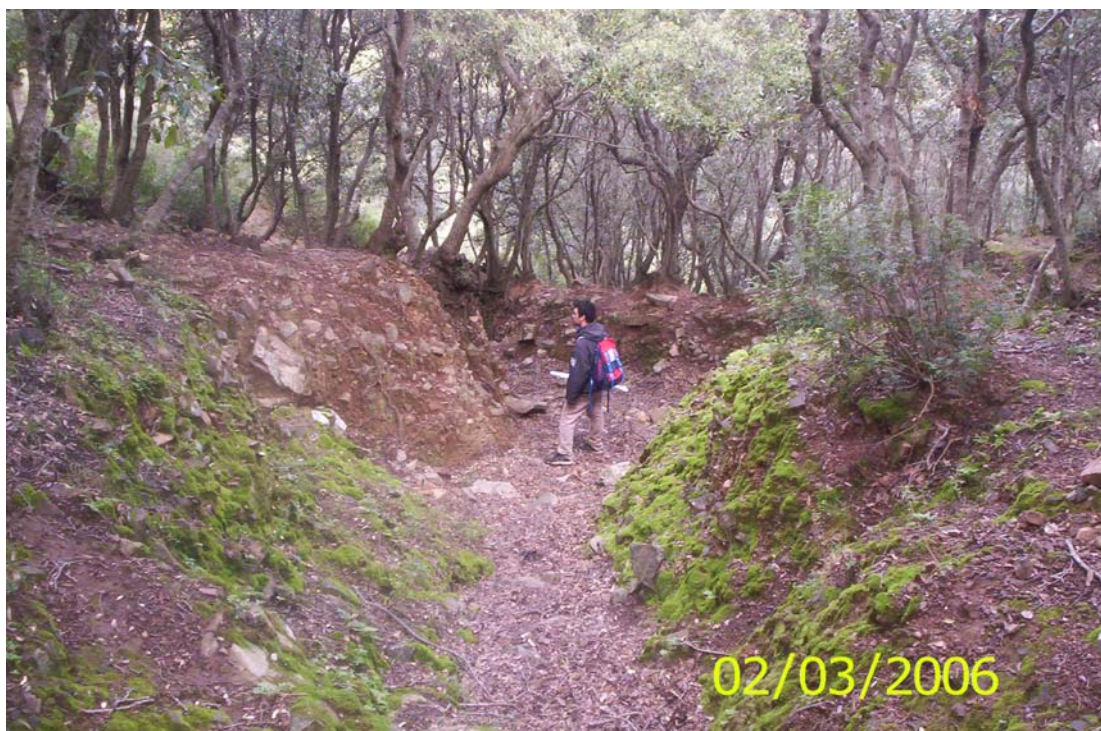


Fig. 2.19: Deposito di versante, fortemente inciso, con canali d'erosione profondi fino a 2m

2.3 Il territorio della valle del Rio Pardu

L'area in studio è interamente localizzata nel territorio comunale di Gairo, in provincia di Tortoli-Lanusei, nella zona denominata "Ogliastra".



Fig. 2.20: Gairo e l'Ogliastra

In particolare è stata analizzata una parte del territorio comunale, ricadente all'interno del bacino idrografico del rio Pardu. La sua estensione è di circa 29 Km², con una forma approssimativamente allungata in direzione NO-SE. Il settore esaminato è compreso nelle sezioni della carta topografica d'Italia dell' IGM in scala 1:25000 nei Fogli 531 sez II, 531 sez III e 531 sez IV, e nella *Carta Tecnica Regionale* nelle sezioni, n°531060, 531100, 531110, 531140, 531150.

Al centro di tale area, ad una quota di circa 650 m s.l.m., sorge il centro abitato di Gairo S.Elena, sul versante sinistro del rio Pardu. Questo centro urbano è stato costruito a monte del vecchio abitato di Gairo, abbandonato a seguito dei dissesti che si verificarono nel 1951 a causa dei violenti fenomeni alluvionali che si abbatterono nel paese.

2.3.1 Inquadramento geomorfologico della valle del Rio Pardu

L'attuale assetto geomorfologico della regione nella quale ricade l'area in studio è dettato dai movimenti tettonici legati all'orogenesi Alpina; le direttrici tettoniche principali sono orientate NO-SE e NE-SO (Vardabasso 1956 e Coccozza 1974). Infatti la valle del rio Pardu si è impostata lungo una linea di dislocazione con direzione NW-SE, che interessa per tutta la sua lunghezza la fascia centro orientale della Sardegna. A questa linea di frattura principale si affiancano vari sistemi di faglie secondarie diversamente orientati. Una volta raggiunta la stabilità tettonica nel Pliocene, ha avuto inizio il modellamento del rilievo con diverse modalità a seconda dei processi climatici attivi nel periodo considerato. L'erosione fluviale ha dato luogo a processi erosivi intensi, che hanno determinato un notevole approfondimento delle valli e un notevole sviluppo delle coltri detritiche sui versanti, in particolare su quello sinistro, a causa della profonda alterazione delle litologie metamorfiche presenti, e su quello destro, soprattutto alla base dei rilievi carbonatici, sotto forma di coltri eterogenee e caotiche di massi calcareo dolomitici, immersi in una matrice argillosa sia di origine colluviale sia di neoformazione. Nella valle del rio Pardu sono ancora in atto processi di dissesto idrogeologico che marginalmente interessano anche i centri abitati e le infrastrutture viarie presenti. La valle del Pardu è per la maggior parte incisa nelle litologie metamorfiche del Paleozoico, largamente presenti anche nel resto del territorio sud orientale della Sardegna. I versanti della valle sono molto acclivi, soprattutto in quello sinistro sono attivi processi di dissesto, in particolare nelle aree contigue al letto del Rio Pardu. Sulle litologie detritiche argillose sabbiose e sugli scisti molto alterati sono presenti frane di scivolamento anche molto estese; nella parte alta del versante sinistro, a monte della strada che da Gairo conduce a Lanusei, le diverse caratteristiche litologiche delle rocce affioranti (metamorfiti molto meno alterate, le cui litologie originarie sono per lo più ascrivibili a vulcaniti o lave) favoriscono l'instaurarsi di fenomeni di crollo, sia di singoli blocchi che di interi ammassi rocciosi. Il versante è nel complesso

fortemente acclive con pendenze medie del 60%; i corsi d'acqua tributari del Rio Pardu sono a regime torrentizio e s'impostano su strette vallecicole con andamento ortogonale rispetto a quella principale. In queste solcature sub-parallele i rii che vi scorrono esercitano un'accelerata azione erosiva, formando dei canali a V molto stretta. Sul versante destro del rio Pardu i fenomeni di dissesto sono meno evidenti; infatti in quest'area le litologie scistose sono meno alterate e la loro giacitura è a reggipoggio. Sono invece presenti in quest'area delle pareti sub verticali, impostatesi sulle litologie carbonatiche Giurassiche, dalle quali si originano fenomeni di crollo di grossi blocchi rocciosi. Anche i depositi detritici carbonatici ai piedi di queste pareti sono sede di fenomeni di dissesto a causa della loro scarsa compattazione e cementazione, oltre che per la presenza di una matrice quasi esclusivamente argillosa. La valle del rio Pardu è alquanto incassata nel primo tratto; in seguito si allarga mostrando un fondo valle relativamente ampio e piatto. Il fondovalle è coperto da depositi alluvionali ed è caratterizzato da un letto di piena ben definito, limitato per la maggior parte da sponde in dissesto. La maturità dei clasti delle alluvioni è molto ridotta per il continuo apporto di materiale dai versanti, mentre la distribuzione granulometrica lungo il profilo longitudinale, riflette un andamento caratterizzato da tratti acclivi alternati a tratti sub pianeggianti. Il reticolo idrografico presenta un discreto sviluppo di incisioni fluviali, in cui tuttavia solo il collettore principale presenta un deflusso perenne, anche se talvolta in sub-alveo. Il rio Pardu nasce presso *Genna Filixi* (973 m) con il nome di rio *Baccu Nieddu*, che a valle in prossimità della località *Ponti Mannu* assume la denominazione di rio Pardu, continuando così il suo percorso sino in località *Baxinedda* dove devia bruscamente, quasi ad angolo retto, verso E-NE poiché interessato dal fenomeno di cattura da parte del fiume Pelau. Il regime del rio Pardu e, in maggior misura dei suoi affluenti, risente notevolmente dell'andamento delle precipitazioni, tanto che gli incrementi di portata sono legati esclusivamente agli apporti meteorici. Da piccolo torrente, a seguito di precipitazioni perduranti nel tempo e di una certa intensità, il rio Pardu si trasforma in un fiume con portate notevoli; anche i

principali fenomeni franosi che interessano ambo i versanti subiscono una notevole accelerazione in corrispondenza di questi periodi.

Il clima del territorio della valle del rio Pardu è abbastanza mite, come del resto quello di tutta la fascia costiera della parte sud-est della Sardegna. La temperatura media annua è di 17,5°C, e quelle medie mensili oscillano tra 10,5°C e 26°C. Come in tutta l'area Mediterranea la valle del rio Pardu è caratterizzata da un semestre invernale piovoso e da un'estate calda e siccitosa. Un'utile rappresentazione del regime di umidità del suolo è data dai diagrammi ombrotermici di Bagnouls e Gaussen.

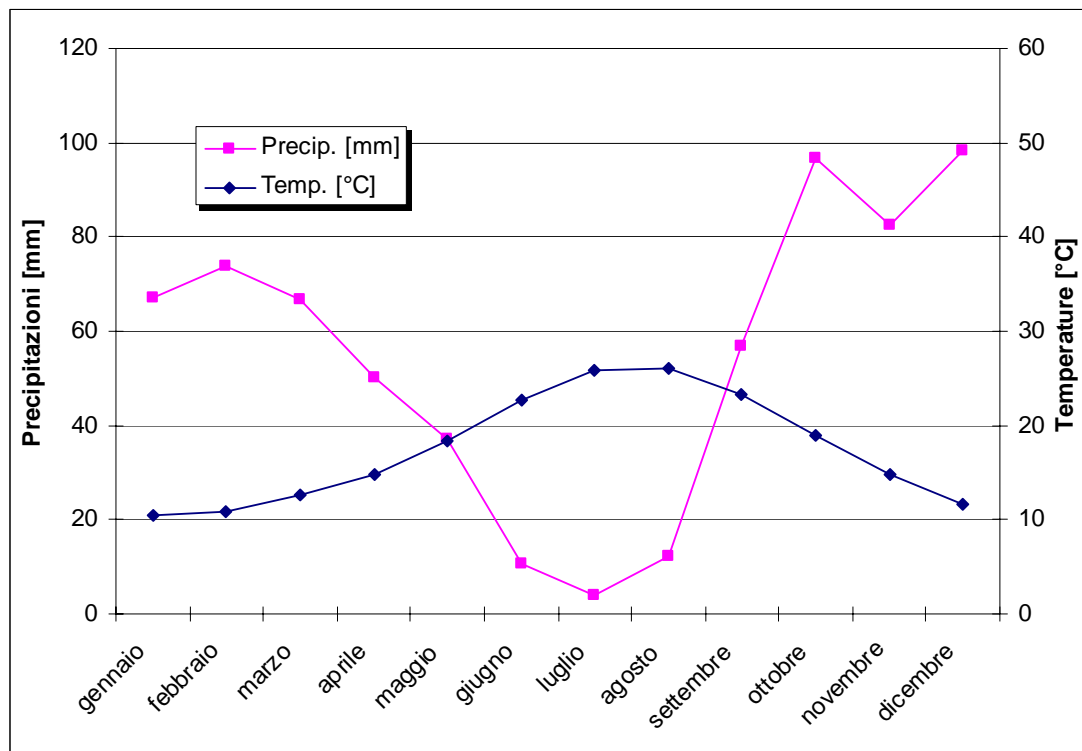


Fig. 2.21: Diagramma ombrotermico

Nella valle del rio Pardu non sono rari gli eventi meteorici eccezionali; infatti sia nel 1951, ma anche in altre occasioni, sono piovuti oltre 600 mm in pochi giorni.

2.3.2 Geologia della valle del rio Pardu

La valle del Pardu è caratterizzata da un andamento rettilineo e risulta in massima parte incisa nelle litologie scistose arenacee e filladiche Paleozoiche. Solo sul versante destro sono presenti le coperture carbonatiche Mesozoiche, dette dei "Tacchi". Le originarie arenarie e siltiti sono state intensamente piegate e metamorfosate; le caratteristiche litologiche originarie sono spesso obliterate e risultano frequentemente iniettate da vene e filoncelli di quarzo, oltre che, a grande scala, da filoni ed ammassi intrusivi di composizione sia acida che basica. Le formazioni affioranti nel bacino risalgono a tre differenti cicli sedimentari, a cui si aggiungono manifestazioni magmatiche di tipo filoniano.

I terreni più antichi che caratterizzano il basamento Paleozoico sono dunque rappresentati dagli scisti appartenenti al Siluriano:

- Scisti arenacei, in straterelli di qualche cm di spessore, poco pieghettati e ricchi di filoncelli e inclusioni di quarzo.
- Argilloscisti, molto fogliettati, intensamente pieghettati ed interessati da diversi sistemi di fratturazione.

Lungo lo spartiacque del versante sinistro le litologie Paleozoiche hanno subito un blando metamorfismo di contatto da parte del batolite granitico di Lanusei. Le litologie Paleozoiche sono state interessate quindi da una deformazione complessa e polifasica, legata ai diversi eventi deformativi riconducibili alla orogenesi Ercinica. La giacitura media dei piani di scistosità è in direzione NNO-SSE, con immersione ENE, l'inclinazione è circa uguale a quella del versante, e sul versante sinistro è quindi a franapoggio. In base all'attuale suddivisione zoneografica del basamento metamorfico della Sardegna, la formazione metamorfica appartiene alla parte basale del Complesso Metamorfico di Basso Grado della Barbagia, il quale è tettonicamente sovrascorso sulle formazioni Siluriano-Devoniane dell'Unità tettonica di Meana Sardo, che affiora estesamente più a sud dell'area in studio. Tale complesso metamorfico, costituito originariamente da una successione terrigena, noto in letteratura come "Postgotlandiano",

costituisce tutto il nucleo della "Sinforme della Barbagia" e buona parte del massiccio montuoso del Gennargentu. Per quanto riguarda la parte basale di questo complesso si hanno le seguenti litologie: metarenarie, metapeliti, filladi e quarziti. Le formazioni presenti nell'area in esame, appartenenti all'Unità tettonica di Meana Sardo sono localizzate nella parte alta del versante sinistro del rio Pardu e sono costituite prevalentemente dalle seguenti litologie: originarie tufiti e vulcaniti metamorfosate.

Dopo l'orogenesi Ercinica e prima della trasgressione mesozoica, ha luogo un lungo periodo di emersione del rilievo, in cui gli attivi processi esogeni portano ad una notevole erosione dei rilievi Paleozoici, fino alla loro peneplanazione. La fase di erosione è confermata anche dalla presenza di depositi argillosi di colore rossiccio ricchi di ossidi di ferro presenti alla base delle coperture mesozoiche; l'origine di questi depositi è da attribuire a fenomeni pedogenetici che si instaurarono durante la fase di continentalità antecedente la trasgressione. La serie Mesozoica è rappresentata dalle coperture carbonatiche dei "Tacchi" presenti solo sul versante destro della valle del rio Pardu. Queste si depositarono nel Giurese, in netta discordanza con i depositi Paleozoici, raggiungendo una potenza massima misurata di circa 150 m. Anche durante il Terziario si sono succeduti periodi di continentalità e periodi di trasgressione, con conseguenti colmamenti ed erosione dei depositi nella valle del rio Pardu; a testimonianza di queste trasgressioni, è conservata a nord est dell'abitato di Gairo una superficie di spianamento sub orizzontale, molto regolare. Durante questo periodo le influenze dell'orogenesi Alpina hanno contribuito all'evoluzione di quest'area, dando luogo a movimenti prettamente sub verticali, senza dare origine a fenomeni di piegamento.

Infine si sono deposte le coperture detritiche ed alluvionali riferibili al Quaternario. Sul versante destro sono presenti gli accumuli di crollo delle coperture carbonatiche giuresi, i cui bordi sono quasi sempre delimitati da faglie sub verticali con andamento NO-SE; sul versante sinistro i depositi di versante carbonatici sono completamente assenti, mentre sono abbondantemente presenti le coperture detritiche costituite da depositi

eterogenei, formati principalmente da clasti di dimensioni decimetriche immersi in una matrice argilloso sabbiosa. Queste coperture hanno potenza variabile che in alcuni punti può superare i 10 m, poggiando sul substrato Paleozoico, anche se il contatto non è mai netto e distinguibile. I depositi alluvionali coprono il fondovalle caratterizzato da un letto di piena ben definito; essi sono costituiti prevalentemente da depositi eterogenei ed eterometrici di clasti e ghiaie provenienti dalle sovrastanti litologie metamorfiche, immersi in una matrice sabbioso argillosa. I clasti di origine carbonatica sono quasi completamente assenti, la maturità dei sedimenti è molto bassa, infatti i clasti si presentano spigolosi e poco arrotondati, questo a causa dei continui apporti detritici che i versanti in dissesto producono.

Oltre alla situazione litologica a definire l'assetto strutturale dell'area esaminata ha contribuito la grande faglia ercinica, che interessa tutta la valle del Pardu, sulla quale si è impostato il percorso del fiume omonimo, che la ha a sua volta approfondita ed erosa.

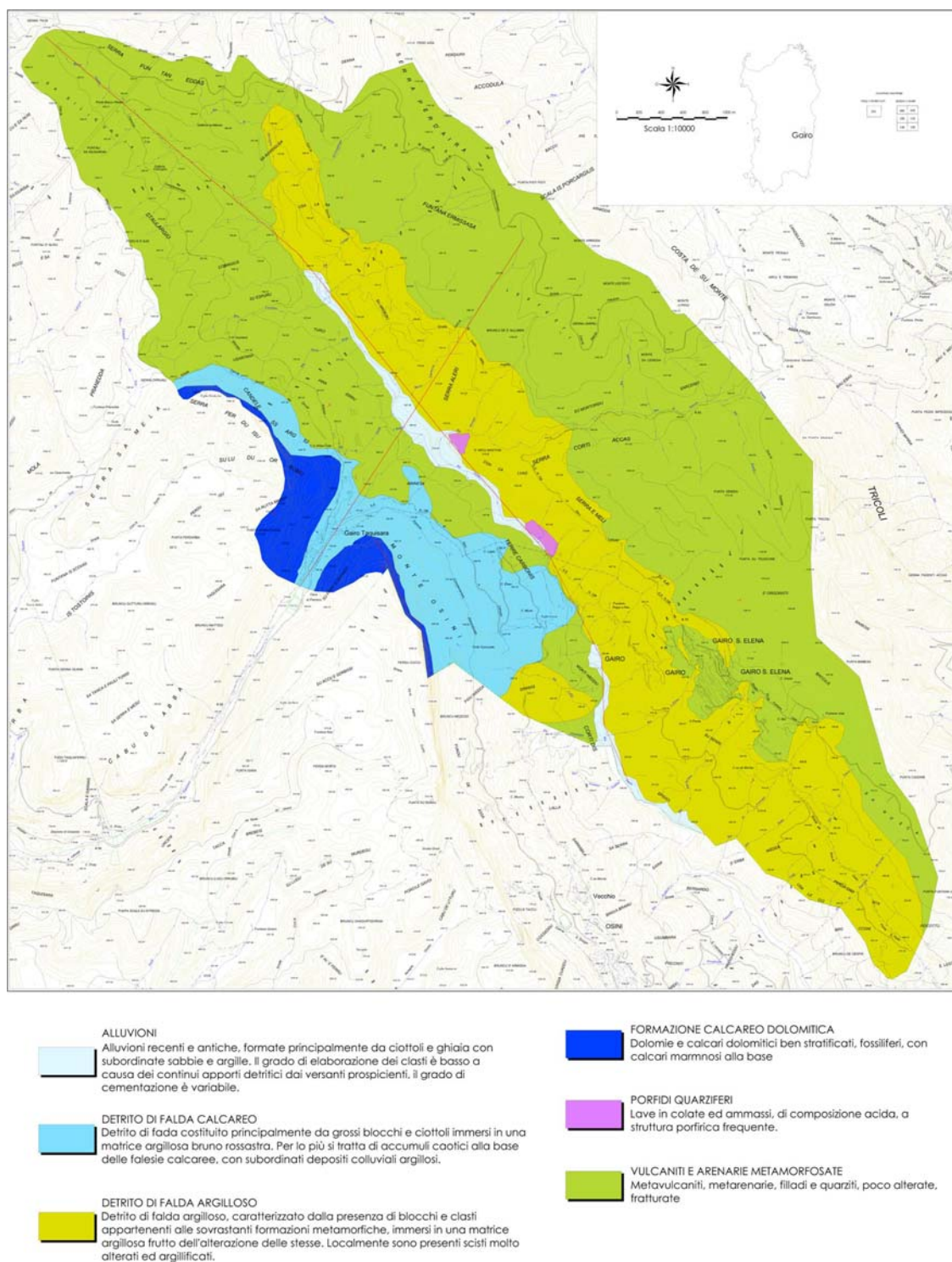


Fig. 2.22: Carta Litologica della valle del rio Pardu

Verranno di seguito descritti gli eventi franosi segnalati nel territorio a monte del centro abitato di Muravera:

- Frana IFFI n°920009800 (Fig. 3.2)

Località: San Leonardo

Lunghezza: 200m

Area totale: 20000 m²

Tipo di movimento: Crollo

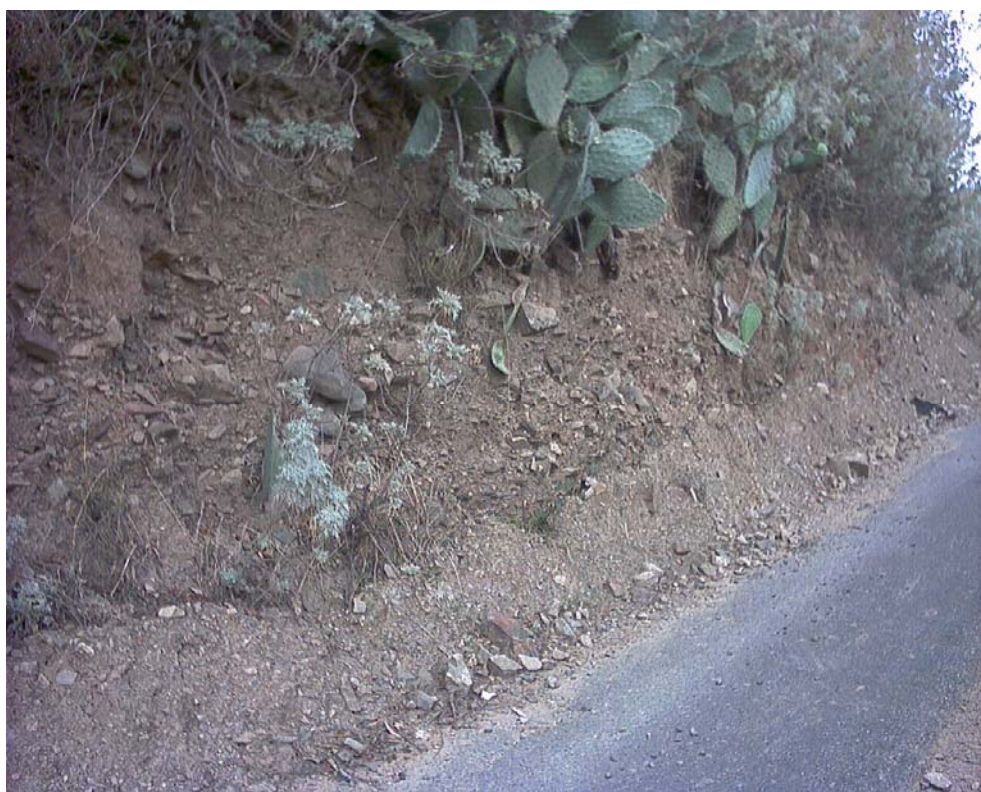


Fig. 3.2: Frana IFFI n°920009800, nel territorio di Muravera.

- Frana IFFI n°920005100 (Fig. 3.3)

Località: Serbatoio

Lunghezza: ?

Area totale: ?

Tipo di movimento: Crollo



Fig. 3.3: Frana IFFI n°920005100, nel territorio di Muravera.

- Frana IFFI n°920005000 (Fig. 3.4)
Località: Pizzu MannuLunghezza:
Lunghezza: ?
Area totale: ?
Tipo di movimento: Crollo



Fig. 3.4: Frana IFFI n°920005000, nel territorio di Muravera..

- Frana IFFI n°920004900 (Fig. 3.5)
Località: Campo sportivo
Lunghezza: ?
Area totale: ?
Tipo di movimento: Scivolamento rotazionale



Fig. 3.5: Frana IFFI n°920004900, nel territorio di Muravera.

I fenomeni franosi rilevati dall'IFFI sono tutti di modestissima entità e di limitata estensione; oltre a questi ne sono stati rilevati altri nel corso della campagna di rilevamento litotecnico, effettuata nell'ambito del presente lavoro, tutti classificabili come crolli.

Nella figura 3.6 sono localizzate le aree interessate dai fenomeni franosi rilevati durante la campagna di rilevamento.

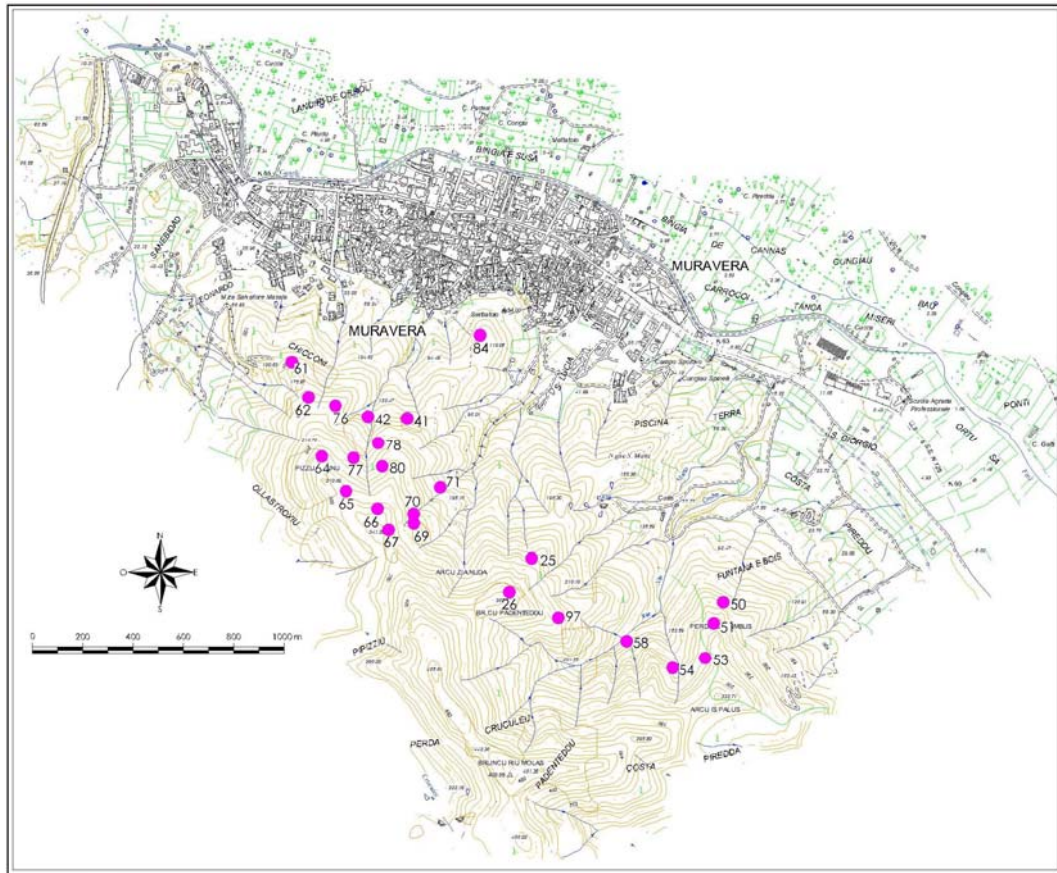


Fig. 3.6: Ubicazione dei fenomeni franosi rilevati direttamente in campagna nel territorio di Muravera.

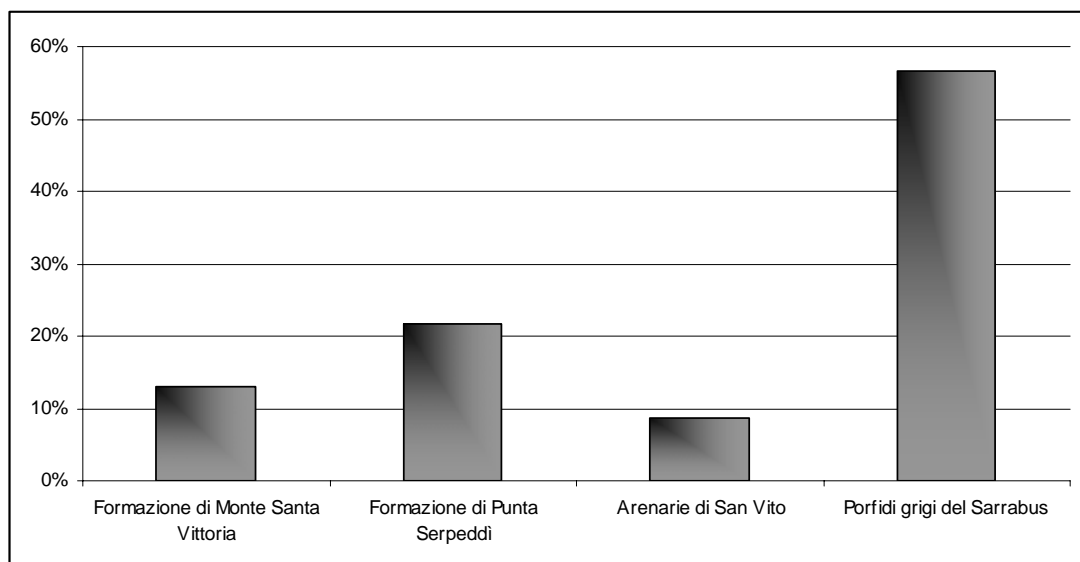


Fig. 3.7: Distribuzione dei fenomeni di crollo in relazione alle diverse litologie.

Nel grafico della figura 3.7 è riportata la distribuzione dei fenomeni di crollo in relazione alle varie litologie. Risulta evidente che la litologia che è più interessata da questi fenomeni di dissesto sono i Porfidi grigi del Sarrabus, con circa il 57% dei fenomeni rilevati; seguono la formazione di Punta Serpeddi, con circa il 22%, e la formazione di Monte Santa Vittoria, con il 13%. Dal punto di vista geografico la maggior parte delle aree affette da fenomeni di crollo si concentra nella parte Ovest dell'area in studio, quasi a ridosso dell'abitato.

Nel prossimo grafico (Fig. 3.8) sono riportate le percentuali di stazioni di rilevamento affette da fenomeni di crollo sul totale di quelle rilevate per ogni singola litologia.

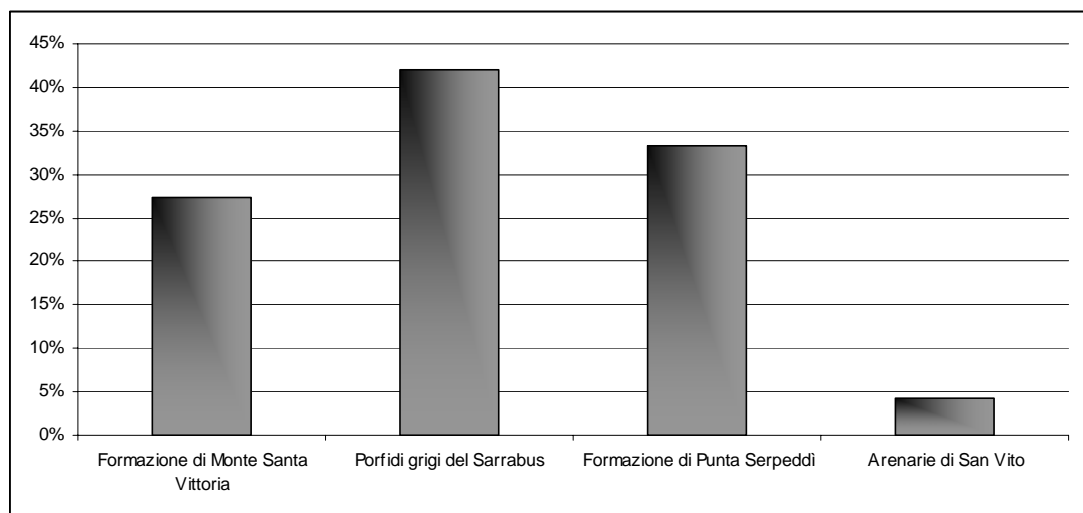


Fig. 3.8: Distribuzione dei fenomeni di crollo in rapporto percentuale sul totale delle stazioni rilevate per ogni singola litologia.

Dal grafico della figura precedente si vede che circa il 40% delle stazioni rilevate sulla formazione dei Porfidi grigi del Sarrabus è interessata da fenomeni di crollo; questa percentuale scende a circa il 30% per la formazione di Punta Serpeddi, a circa il 25% per la Formazione di Monte Santa Vittoria ed a circa il 5% per la formazione delle Arenarie di San Vito. Queste diverse distribuzioni percentuali risultano chiare alla luce delle seguenti considerazioni:

- Nei porfidi grigi del Sarrabus è completamente assente qualsiasi tipo di scistosità a livello macroscopico; è invece sempre presente una fratturazione regolare, spesso con spaziatura decimetrica, più raramente metrica. Questa fratturazione è riconducibile a tre sistemi di discontinuità, quasi sempre ortogonali tra di loro, che isolano dei blocchi di forma regolare (Fig. 3.9).

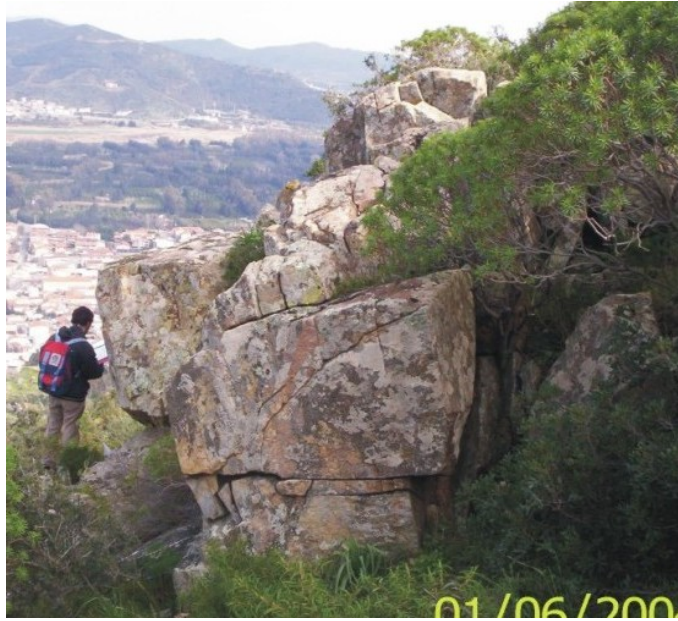


Fig. 3.9: Stazione 78, Sistemi di giunti che isolano grossi blocchi nei Porfidi grigi del Sarrabus.

- La formazione di Punta Serpeddi, pur presentando una notevole scistosità, tende a produrre dei blocchi di forma tabulare separati da macro discontinuità molto regolari e persistenti (Fig. 3.10 e 3.11).



Fig. 3.10: Stazione 58. Fratturazione regolare e formazione di elementi tabulari nella formazione di Punta Serpeddi



Fig. 3.11: Stazione 58. Fronte roccioso instabile nella formazione di Punta Serpeddi

Quasi sempre alla base degli ammassi rocciosi della Formazione di Punta Serpeddi sono presenti delle lingue di detrito formate da clasti di dimensioni decimetriche molto spigolosi (Fig. 3.12).



Fig. 3.12: Detrito alla base di un ammasso roccioso molto fratturato nella formazione di Punta Serpeddi.

Nel territorio esaminato sono presenti alcune aree che seppur non affette da veri e propri fenomeni franosi, presentano tuttavia dei fenomeni di dissesto superficiale diffusi (Fig. 3.13 e 3.14).



Fig. 3.13: Stazione n°28; evidenti fenomeni di dissesto superficiale.



Fig. 3.14: Stazione n°19; evidenti fenomeni di dissesto superficiale.

3.2 *Analisi e storia dei dissesti nella valle del rio Pardu*

La valle del Rio Pardu è storicamente interessata da fenomeni di dissesto, la cui pericolosità era già conosciuta alla fine del 1800. Il primo nucleo di Gairo è stato fondato nel XVIII secolo a valle del paese di Gairo Vecchia e della strada statale in località "Funtana Manna", (Fontana Grande). I primi fenomeni di dissesto, anche se non documentati, risalgono al periodo immediatamente successivo alla fondazione di questo primo nucleo e costrinsero i pochi abitanti a trasferire le case in un'area situata più a monte, quella dove poi verrà costruito l'abitato di Gairo Vecchia. I movimenti franosi e i fenomeni di dissesto più in generale, subiscono una riattivazione in concomitanza con gli eventi meteorici più significativi verificatisi negli anni, 1880,1917,1922,1925,1928; essi interessarono complessivamente un'area di circa 2 Km². Tra i primi del novecento e gli anni cinquanta si assiste ad un susseguirsi di interventi di bonifica e studi conoscitivi dei processi di dissesto insistenti sulla Valle del Rio Pardu ed in particolare sugli abitati di Gairo e Osini, quest'ultimo ubicato sul versante destro della valle. Nel 1951 la Valle del Rio Pardu fu interessata da violente piogge che perdurarono per circa quattro giorni. A causa degli smottamenti e dello straripamento di alcuni torrenti novanta abitazioni subirono danni irreversibili e svariate decine di abitazioni subirono danni gravi. A seguito dell'alluvione il Prof Attilio Moretti viene incaricato di redigere uno studio sui fenomeni di dissesto e sulle condizioni di stabilità complessive dei versanti su cui insistono gli abitati di gairo ed Osini. Il Prof. Moretti pur riconoscendo la gravità dei fenomeni abbattutisi sui due centri abitati dichiara che la stabilità complessiva dei versanti non è compromessa e dunque che il pericolo di una distruzione generale degli abitati è inesistente. Tuttavia nel 1952, con decreto interministeriale, si decise di trasferire gli abitati di Gairo ed Osini in aree considerate più sicure. A seguito di questo provvedimento cominciarono i lavori per la costruzione dei due nuovi centri abitati; si decise di ricostruire Gairo in un'area situata più a monte del vecchio centro abitato, Osini venne ricostruita non molto distante dal centro abitato vecchio, a sud di questo.

Dopo il trasferimento in concomitanza degli eventi meteorici più significativi Gairo è stata interessata diverse volte da eventi franosi. In particolare la periferia a nord del centro abitato e il tracciato della strada statale che da Gairo porta a Lanusei, sono stati interessati diverse volte da fenomeni di crollo blocchi di grandi dimensioni, anche di diverse decine di m³. Dal punto di vista delle stabilità complessiva del versante su cui è fondato il nuovo centro abitato di Gairo non si registrano episodi tali da far pensare ad una sua instabilità complessiva.

Le origini dei movimenti franosi nella valle del Pardu vengono fatte risalire da Dieni e Massari (1971), al Pleistocene. Le cause che li attivarono vanno ricercate nei fenomeni di neo-tettonica e nei processi periglaciali. Secondo Maxia, Ulzega e Marini (1973), le cause dei dissesti attuali vanno ricercate nella scarsa permeabilità dei litotipi e nella mancanza di una sufficiente copertura arborea dei versanti. In realtà le cause del dissesto sono molteplici e per esaminarle è necessaria una breve disamina delle condizioni geostutturali e morfologiche dell'area. La valle del Pardu è caratterizzata da una forte acclività, in alcune zone superiore ai 45°, a cui si affianca nel versante sinistro, una giacitura mediamente a franapoggio dei piani di scistosità delle formazioni sedimentario metamorfiche e detritiche presenti. La presenza di coltri di alterazione in queste formazioni in alcuni punti si spinge anche 10 m al di sotto del piano di campagna. La scarsa permeabilità del substrato metamorfico poco alterato, in concomitanza con gli eventi meteorici più intensi, facilita la creazione di falde temporanee, e/o comunque, l'aumento della pressione nelle coperture alterate, minandone le condizioni di stabilità complessive. Inoltre l'azione erosiva esercitata dal rio Pardu sulla base di questi depositi di versante ne incrementa le condizioni di instabilità. Infine, la scarsa copertura del suolo e le azioni antropiche connesse soprattutto con i lavori di sistemazione ed adeguamento della rete viaria, hanno contribuito ulteriormente ad aggravare le condizioni d'instabilità dei versanti della valle del rio Pardu.

Dall'archivio dati del progetto IFFI (inventario fenomeni franosi italiani), è stata estrapolata la cartografia dei fenomeni franosi presenti nell'area in

studio (Fig. 3.13). La cartografia dell' IFFI è stata rielaborata sulla base delle informazioni reperibili in altri lavori, e sulla base dell'osservazione diretta di alcune foto aeree. I risultati di questa operazione sono visibili nella figura sottostante.

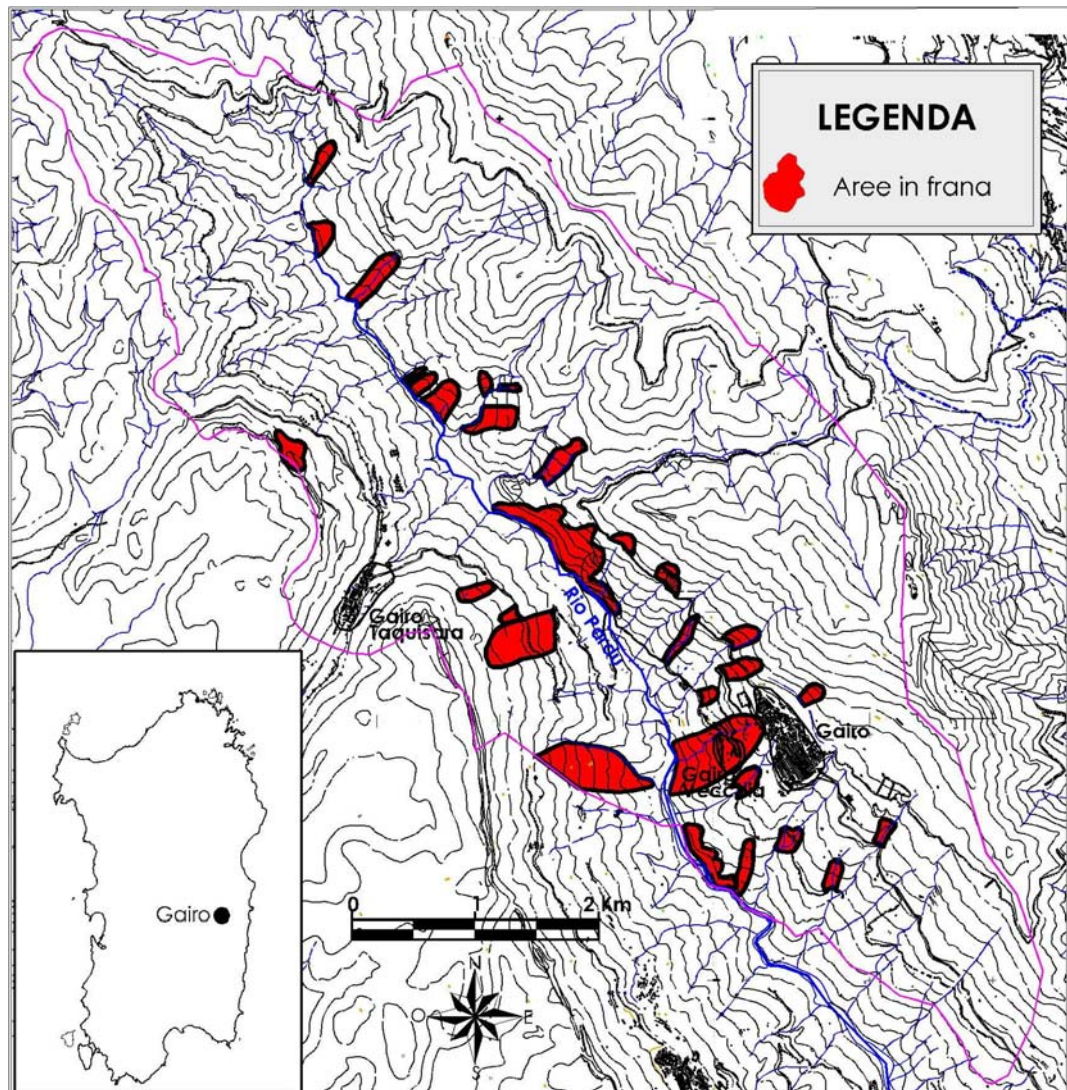


Fig. 3.15: Carta dei fenomeni franosi

Le frane più frequenti nei versanti del rio Pardu sono le seguenti:

- **Scoscendimenti rotazionali**, ossia scivolamenti profondi del terreno su superfici di rottura spesso di forma arcuata. Questa tipologia di

fenomeno franoso è presente in località "Bau e Canna" e in località "Lipidici", al di sotto dell'abitato di Gairo.

- **Scivolamenti-scoscendimenti**, queste frane si rinvencono in località "Conca Luas" (Fig. 3.14). Le cause che le hanno determinate sono: acclività elevata, giacitura a franapoggio della scistosità e delle principali superfici di discontinuità, argillificazione e disgregazione della copertura detritica e scalzamento alla base del versante operato dalle acque del Rio Pardu.



Fig. 3.16: Frana di "Conca Luas"

- **Scivolamenti-colamenti**: questa tipologia di frane è localizzata sempre sul versante sinistro del Rio Pardu, a nord della località "S'arcu Mastoni" (Fig. 3.15). Le cause che hanno determinato questa tipologia di frana sono: acclività elevata, giacitura a franapoggio

della scistosità e delle principali superfici di discontinuità, ma soprattutto argillificazione e disgregazione della copertura detritica e presenza di un basamento sano poco permeabile proprio in corrispondenza di un impluvio marcatamente inciso.



Fig. 3.17: Frana di S'arcu Mastoni

- **Scivolamenti-rotolamenti** di grossi blocchi: questa tipologia di frane è localizzata sempre sul versante sinistro del rio Pardu, a monte del centro abitato di Gairo S. Elena, in località Trunconi, e lungo il tracciato della Strada Statale Gairo-Lanusei, immediatamente a monte della strada. Le cause di questi crolli sono molteplici. Per quanto riguarda i fenomeni presenti in località Trunconi, la pericolosità è generata soprattutto dalla presenza di blocchi sparsi sul versante. Spesso questi blocchi si trovano in condizioni di equilibrio precario, essendo solamente poggiati sul versante stesso, ancorché è sufficiente un evento meteorico di una certa intensità per provocarne

la destabilizzazione. La notevole pendenza del versante e la scarsa copertura boschiva favoriscono un rotolamento dei blocchi verso valle; in alcuni casi questi massi si sono spinti fino alla periferia del centro abitato. Sulla Strada Statale invece i crolli sono causati principalmente dalle discontinuità degli ammassi rocciosi presenti lungo tutto il percorso. In queste aree le caratteristiche meccaniche delle litologie affioranti sono discrete, e non sono presenti fenomeni di argillificazione o ne formazioni di coperture detritiche, ma la fratturazione degli ammassi rocciosi e i tagli stradali, non sempre eseguiti a regola d'arte, hanno prodotto negli affioramenti rocciosi condizioni precarie di stabilità.



Fig. 3.18: Detrito alla base di un affioramento roccioso situato nei pressi della statale Gairo-Lanusei

Un'altra area affetta da fenomeni di crollo diffusi è quella insistente a monte di Gairo Taquisara, frazione di Gairo. In quest'area i crolli si sviluppano su di

un versante carbonatico molto acclive, quasi completamente privo di vegetazione (Fig. 3.17 e 3.18).



Fig. 3.19: Blocchi instabili sul versante a ridosso dell'abitato di Gairo Taquisara



Fig. 3.20: Porzione del versante a monte dell'abitato di Gairo Taquisara

Da una analisi sulla distribuzione delle frane sul territorio esaminato è stato rilevato che:

- La maggior parte delle aree interessate da scivolamenti, scoscendimenti e colamenti ricadono su litologie detritiche o sulle coperture metamorfiche molto alterate (Fig. 3.21). Per quanto riguarda invece la distribuzione sul territorio di queste tipologie di fenomeni franosi in relazione alle classi di pendenza, si può osservare dal grafico (Fig. 3.22) come questi siano concentrati nell'intervallo di pendenza 20°-45°.

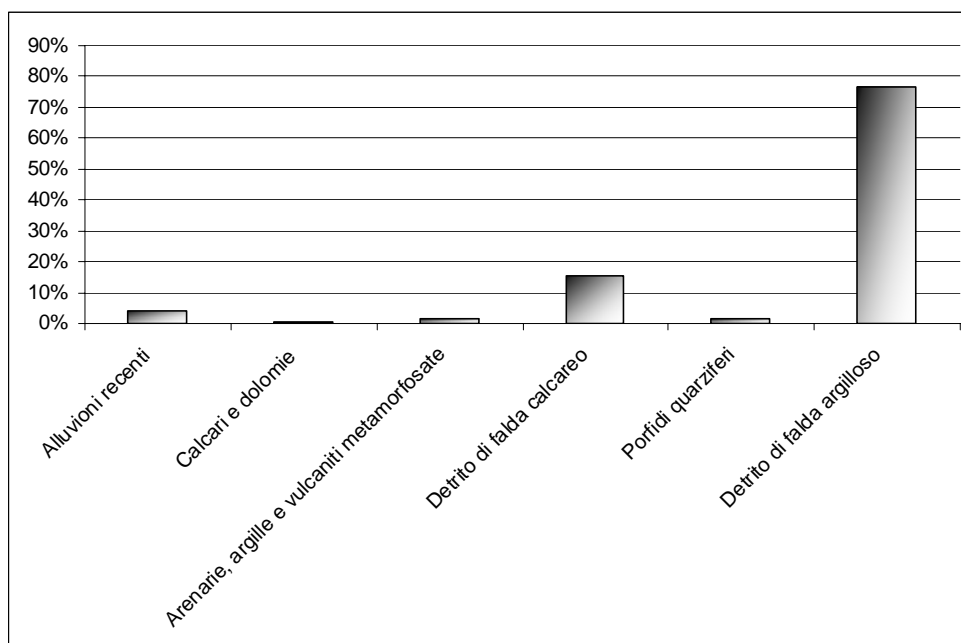


Fig. 3.21: Distribuzione dei fenomeni franosi nelle diverse litologie.

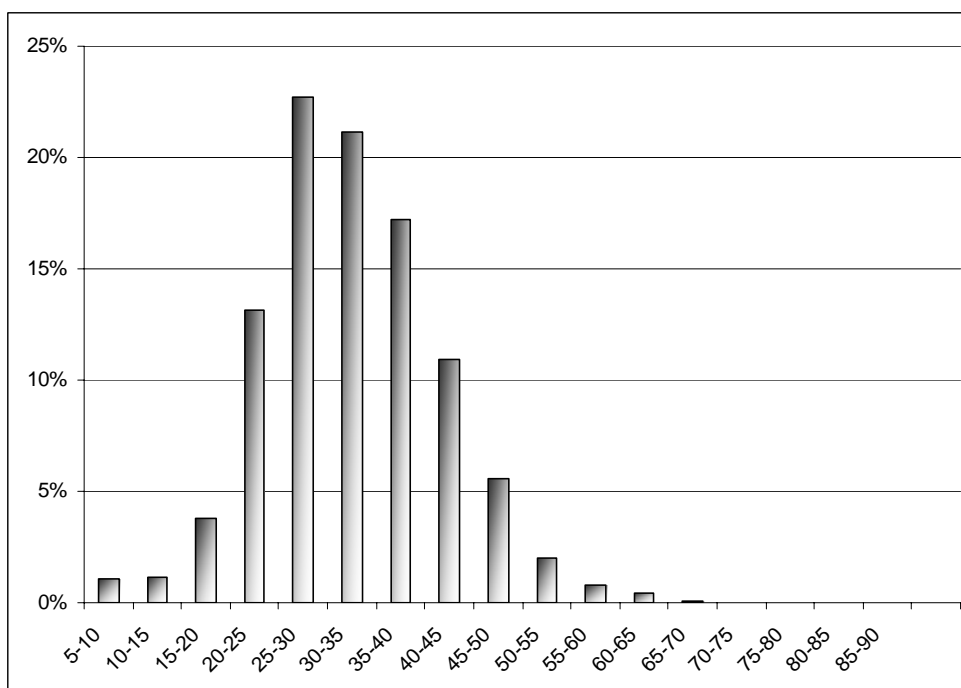


Fig. 3.22: Distribuzione dei fenomeni franosi nelle diverse classi di pendenza espresse in gradi.

- La maggior parte delle aree interessate da fenomeni di crollo ricadono su litologie carbonatiche e metamorfiche (Fig. 3.23); la

correlazione tra la distribuzione sul territorio di queste tipologie di fenomeni franosi e le classi di pendenza può essere osservata nel grafico di Fig. 3.24, dove appare evidente come anche i fenomeni di crollo siano concentrati nell'intervallo di acclività 20°-45.

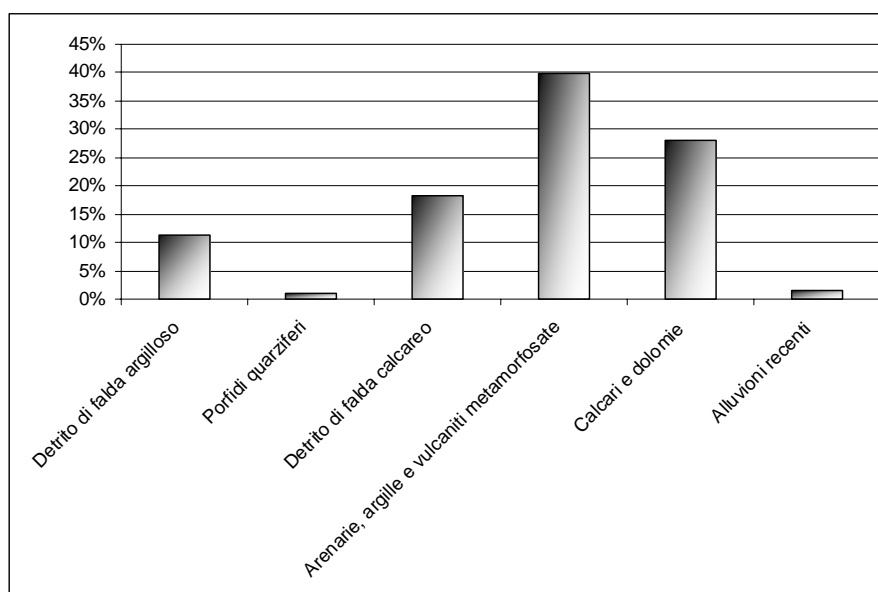


Fig. 3.23: Distribuzione dei fenomeni di crollo nelle diverse litologie.

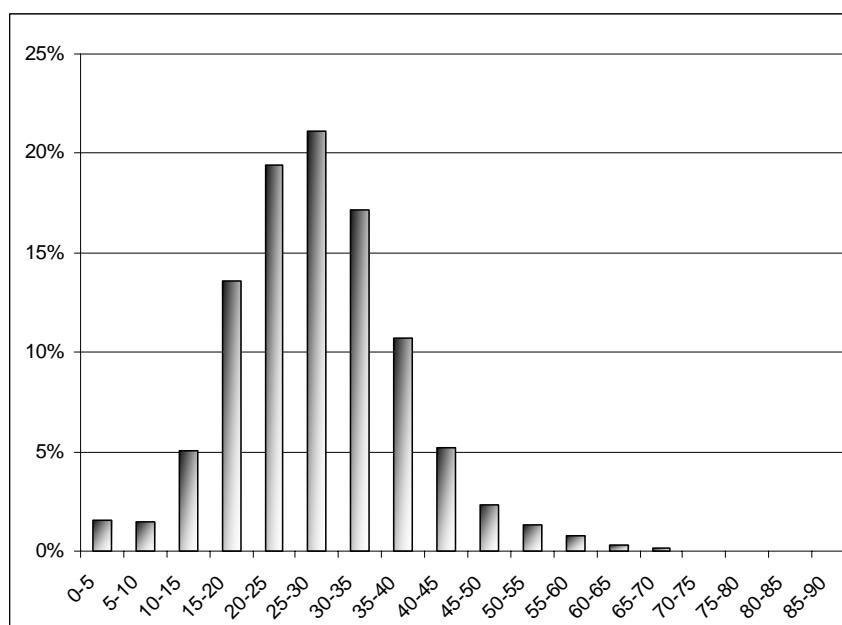


Fig. 3.24: Distribuzione dei fenomeni di crollo nelle diverse classi di pendenza espresse in gradi.

CAPITOLO 4

LA ZONAZIONE DI PERICOLOSITÀ GEOLOGICA DEL VERSANTE DI MURavera

4.1 Metodologia di valutazione della pericolosità geologica.

Il Servizio Geologico d'Italia, in seguito a diverse disposizioni di legge che ne hanno confermato e rafforzato alcuni compiti istituzionali, si è fatto promotore di svariate iniziative. Tra queste si colloca quella del gruppo di lavoro che, dopo anni di attività, ha condotto all'elaborazione delle: "Linee guida per la realizzazione di una cartografia dell'instabilità dei versanti connessa ai fenomeni franosi di instabilità dei versanti alla scala 1:50000" (Amanti et Al., 1992). L'analisi delle cause dei fenomeni franosi prende in considerazione i molteplici fattori dell'instabilità, elaborandoli in classi in funzione della loro importanza relativa attraverso l'attribuzione di pesi e visualizzandoli in una serie di elaborati cartografici. Le cause che individuano la pericolosità sono varie ed esplicano il loro ruolo sempre o quasi sempre congiuntamente; il grado d'instabilità di una certa area è dunque il prodotto dell'interazione di diverse cause, che si manifesta attraverso relazioni complesse, secondo cui esse possono sia "sommarsi" che "moltiplicarsi" tra loro. Da quanto sopra esposto si evince che la valutazione dell'importanza relativa di ogni singola causa, senza considerare le interconnessioni con le altre, risulta essere un'operazione lunga e complessa.

Le principali cause che influenzano i fenomeni di dissesto possono essere riassunte nel seguente elenco:

- Cause geologiche
- Cause idrologiche, climatiche
- Cause morfologiche, orografiche
- Cause connesse al tipo di suolo e al suo utilizzo
- Cause antropiche

Fanno parte delle cause geologiche sia le caratteristiche composizionali, tessiturali, strutturali, stratigrafiche, meccaniche e di alterazione dei litotipi considerati, sia la storia tettonica delle aree dove essi affiorano.

Appartengono alla classe delle cause idrologiche e climatiche, tutte le caratteristiche riconducibili all'idrologia superficiale ed alla distribuzione ed intensità delle precipitazioni, oltre che al regime termometrico.

Le cause morfologiche e orografiche sono quelle connesse alle forme dei versanti, alla loro acclività, esposizione, uniformità e al reticolo idrografico; in pratica, rientrano in questa categoria, tutte quelle caratteristiche frutto dei fenomeni morfogenetici susseguitisi in una certa area.

Tra le cause connesse al tipo di suolo e al suo utilizzo, rientrano le caratteristiche chimico- fisiche, tessiturali e di permeabilità del suolo; inoltre, il tipo di copertura presente e le lavorazioni agronomiche che su di esso si effettuano.

Alle cause antropiche afferiscono tutte le azioni dell'uomo, comprese le trasformazioni d'uso del suolo, la modifica della morfologia dei versanti, la modifica dei deflussi superficiali e quasi tutte le operazioni che implicano una trasformazione del territorio.

4.2 Metodologia d'indagine

La metodologia di valutazione dell'instabilità dei versanti utilizzata in questo studio è ispirata a quella proposta nelle citate Linee guida del Servizio Geologico d'Italia. Riprendendo quanto esposto nell'introduzione, si è deciso di utilizzare questa metodologia poiché si sono volute esaminare le implicazioni e le difficoltà connesse con la valutazione del grado d'instabilità dei versanti, cercando di rendere quanto più oggettiva possibile l'assegnazione dei pesi ai vari parametri e in particolare al parametro litologico. Le varie fasi del lavoro sono esposte nel seguente paragrafo; in seguito saranno approfonditi alcuni punti.

1. Fase preliminare

- Ricerca e consultazione di tutte le fonti bibliografiche da cui trarre informazioni sulla natura geologica delle aree oggetto del presente studio, sui fenomeni d'instabilità manifestatisi in passato e sugli studi concernenti l'analisi di stabilità dei versanti già realizzati.
- Ricerca ed acquisizione dei supporti cartografici tematici esistenti.

- Preparazione di una carta geologica di base da utilizzare durante la fase del rilevamento litotecnico, estratta dalla cartografia geologica ufficiale in scala 1:25000 , Foglio 549 – Muravera.

2. Lavoro di campagna

- Prime ricognizioni sul territorio finalizzate ad una prima valutazione delle caratteristiche geologiche e geomorfologiche.
- Rilevamento litotecnico di dettaglio; durante il rilievo sono state compilate delle schede per la descrizione dei caratteri geologici e geomeccanici dei litotipi presenti nell'area d'indagine, sono stati prelevati campioni rappresentativi dei litotipi incontrati e sono state fotografate tutte le *stazioni* rilevate.
- Analisi dei caratteri geomorfologici generali rilevando, ove presenti, i fenomeni di crollo originati dagli ammassi rocciosi delimitati da pareti molto ripide.
- Individuazione dei fenomeni di dissesto geologico e idraulico presenti nel territorio.

3. Analisi e elaborazione

- Esecuzione del Point Load Test sui provini raccolti.
- Elaborazione dei dati e produzione della carta di pericolosità.
- Analisi e valutazione dei risultati ottenuti.

Alla fase preliminare di raccolta e consultazione delle fonti bibliografiche disponibili è seguita quella di rilevamento sul terreno che ha comportato il rilevamento delle caratteristiche geomeccaniche dei vari litotipi presenti in 117 punti stazione. La scelta dei punti stazione è stata fatta cercando di individuare in campagna aree che presentassero una certa uniformità litologica; all'interno di ognuna di esse è stata inserita una stazione di rilevamento.

4.3 Descrizione del processo di valutazione della pericolosità geologica

La realizzazione della carta di pericolosità geologica dei versanti comporta lo studio di quei fattori che possono influire direttamente o indirettamente sui fenomeni di dissesto idrogeologico dei versanti. I fattori che potrebbero essere considerati sono molteplici, perciò appare necessario eseguire una cernita in base all'importanza che a loro si attribuisce in relazione all'area esaminata. Esaminando le caratteristiche geomorfologiche dell'area in studio si è preferito utilizzare solo tre parametri fondamentali nel processo di valutazione d'instabilità: *l'Acclività dei versanti*, le *caratteristiche litologiche* e *l'uso del suolo*. Due di questi parametri, *Litologia* e *Pendenza*, sono passivi, quindi non suscettibili di sensibili variazioni in tempi brevi; *l'uso del suolo* è un parametro attivo, quindi suscettibile di sensibili variazioni in tempi brevi. Parametri come l'esposizione dei versanti, la prossimità a lineamenti tettonici, l'altimetria, non sono stati considerati in quanto il rilevamento delle caratteristiche litologico-meccaniche dei litotipi presenti ha consentito una valutazione diretta del risultato che l'azione combinata di questi elementi ha prodotto sulle caratteristiche geomeccaniche delle litologie presenti. La metodologia adottata prevede che per ciascun fattore siano attribuiti dei "pesi" numerici che assumono valori decrescenti con l'aumentare dell'influenza del parametro considerato sull'instabilità. Dopo aver proceduto all'assegnazione dei pesi per ogni parametro considerato, il metodo prevede di sovrapporre le varie carte tematiche (Overlay Mapping) sommando, per ogni singola areola, il peso assegnato ad ogni singolo parametro; il risultato rappresenta l'instabilità potenziale, cioè la propensione al dissesto della singola areola considerata; tale operazione è stata realizzata in ambiente G.I.S. (Geographic Information System), eseguendo tutte le analisi in formato GRID, con celle aventi lato di 5 m. Inserendo nella carta dell'instabilità potenziale le indicazioni provenienti dalla carta dei fenomeni franosi pregressi si ottiene la carta della pericolosità geologica. Il seguente grafico rappresenta schematicamente le operazioni effettuate.

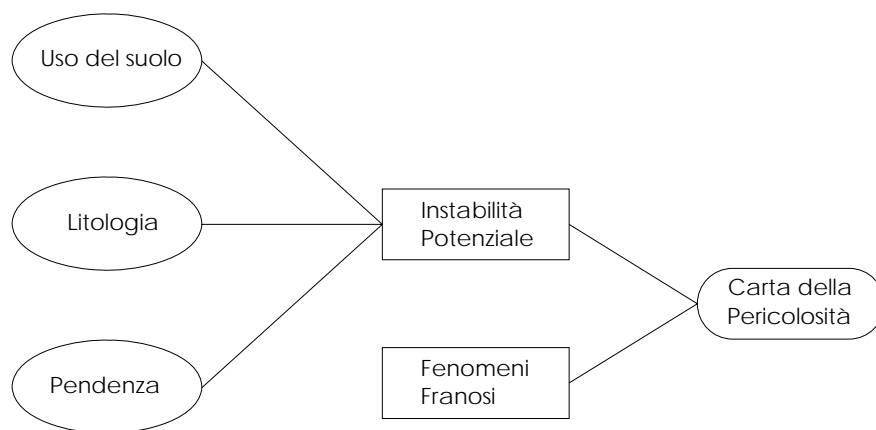


Fig. 4.1: Schematizzazione del processo di Overlay Mapping

Rispetto alla procedura semplificata sopra descritta, in questo lavoro sono state introdotte alcune novità:

1. L'assegnazione dei pesi al parametro litologia è stata fatta in base alle informazioni ottenute durante il rilevamento litotecnico.
2. Poiché il metodo dell'Overlay Mapping non è in grado di evidenziare le aree interessate da fenomeni di crolli e di colate di detrito, si è deciso di integrarne i risultati con quelli delle perimetrazioni delle aree potenzialmente interessate da questi fenomeni, ottenuti sia in base al rilevamento di campagna, sia basandosi su considerazioni geomorfologiche ed idrauliche.
3. Poiché le classificazioni di pericolosità geologica ottenute con il metodo dell'overlay mapping sono molto frazionate, si è deciso di procedere ad un'operazione di accorpamento delle aree perimetrate, basandosi soprattutto su considerazioni geomorfologiche; inoltre, è stato inserito un filtro grafico che automaticamente equipara le aree con pendenza inferiore al 20%, non interessate da fenomeni franosi, alle aree in classe Hg1 (Instabilità dei versanti e pericolosità geologica bassa).

La procedura utilizzata è schematizzata nel seguente diagramma:

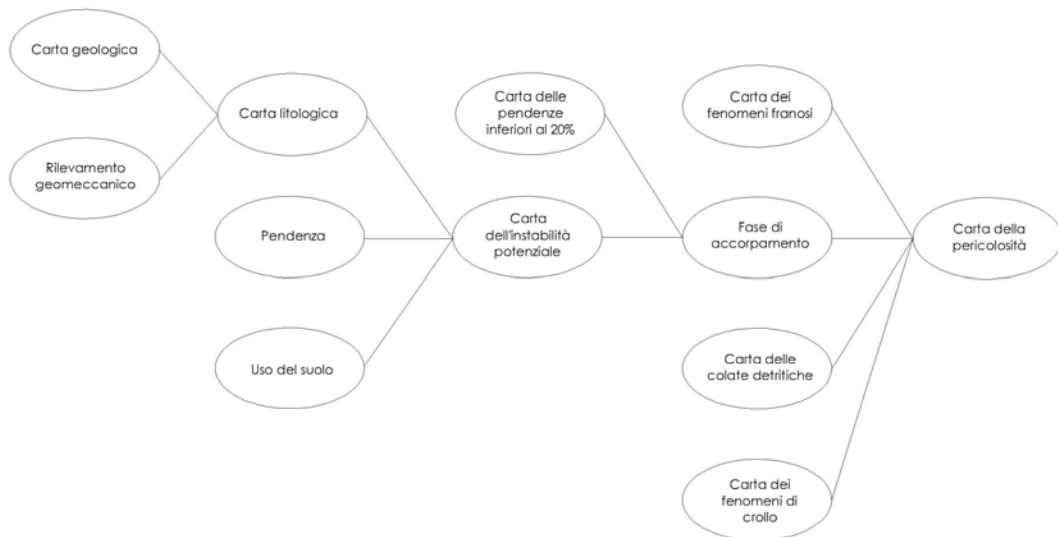


Fig. 4.2: Schematizzazione del processo di zonazione di pericolosità geologica con l'Overlay Mapping

4.4 I parametri considerati

In questo paragrafo viene presentata una breve disamina sui parametri utilizzati per produrre la cartografia di instabilità dei versanti.

Litologia

La litologia è considerata come la principale causa predisponente l'instabilità. Numerosi sono i fattori compresi nel parametro litologico, che controllano le condizioni di stabilità di un pendio; essi comprendono la composizione e tessitura dei materiali (natura, forma, dimensione dei granuli, natura del cemento e della matrice, ecc) e i caratteri litostratigrafici degli stessi. Di pari importanza rispetto ai fattori elencati sono la storia tettonica subita dai materiali, principale responsabile delle condizioni geomeccaniche delle rocce, e direttamente o indirettamente, le azioni antropiche. Il rilevamento dei dati necessari alla classificazione delle caratteristiche geomeccaniche è stato eseguito in maniera speditiva, rilevando dati geomeccanici semiquantitativi e qualitativi, e prelevando campioni rappresentativi dei litotipi incontrati al fine di caratterizzarne la resistenza a compressione. Nel frattempo si è provveduto a rilevare tutte quelle situazioni di instabilità legate in particolare alla presenza nel versante di detrito, dai quali si potessero originare delle colate, e di ammassi rocciosi dai quali si potessero originare dei crolli; queste osservazioni hanno contribuito a definire meglio e ad integrare la valutazione dell'instabilità dei versanti. Si sono rilevate caratteristiche geomeccaniche differenti a seconda che i litotipi siano lapidei o non lapidei.

Le rocce lapidee sono quelle competenti, coerenti, caratterizzate da forti legami permanenti tra i granuli o i cristalli, che solitamente presentano importanti discontinuità che caratterizzano il loro comportamento geomeccanico.

Le rocce non litoidi sono quelle "sciolte", che nella Geotecnica sono chiamate comunemente "terreni"; possono essere completamente incoerenti o pseudocoerenti, ma in ogni caso non sono dotate di legami permanenti tra i granuli che compongono il terreno.

Pendenza

L'acclività dei versanti è un fattore molto rilevante e di facile acquisizione a qualsiasi scala d'analisi. Fisicamente il progressivo aumento della pendenza di un versante corrisponde ad un aumento della sua propensione al dissesto. Una maggiore inclinazione del versante favorisce l'erosione superficiale e il trasporto dei sedimenti erosi verso valle; tale fenomeno per effetto della gravità determina il trasporto di porzioni di suolo, di materiale detritico e di frammenti rocciosi distaccatisi dagli ammassi presenti. Nel caso di versanti con pendenze elevate, si possono verificare crolli e distacchi soprattutto nel caso di rocce molto fratturate ed alterate.

Uso del suolo

L'uso del suolo è quel fattore che definisce il grado di protezione del terreno dall'azione degli agenti atmosferici. Questo parametro influenza le condizioni di instabilità dei versanti e in generale, secondo il tipo di copertura, il versante può essere più o meno interessato da fenomeni di erosione e di degrado. L'uso del suolo ha un'importante azione regolatrice nei confronti dell'infiltrazione delle acque superficiali rallentandone i tempi di corrivazione.

4.5 Il rilevamento litotecnico

Il rilevamento litotecnico è stato eseguito con il fine di caratterizzare dal punto di vista fisico-meccanico le varie litologie presenti nell'area in studio. La carta litotecnica prodotta si basa sulla rielaborazione della carta geologica attraverso l'integrazione di una serie di dati rilevati durante i sopralluoghi e le indagini di campagna e le prove effettuate in laboratorio sui campioni raccolti in sito. In ogni punto stazione sono stati misurati e valutati una serie di parametri geomeccanici, indicizzati in quattro classi secondo la loro propensione al dissesto. I parametri

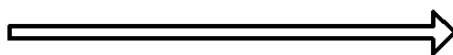
geologico meccanici analizzati differiscono a seconda che i litotipi considerati siano lapidei o non lapidei.

Per i litotipi lapidei sono stati valutati i seguenti parametri:

- 1 Grado di alterazione
- 2 Profondità di alterazione
- 3 Spaziatura delle discontinuità
- 4 Giacitura delle discontinuità
- 5 Resistenza a compressione
- 6 Permeabilità

Per il rilevamento di campagna è stata utilizzata la seguente scheda, suddividendo i parametri litotecnici in quattro classi a grado d'instabilità crescente nel passaggio dalla Classe 1 alla Classe 4.

	Parametro	Classe 1	Classe 2	Classe 3	Classe 4
I	Grado di alterazione				
II	Profondità di alterazione				
III	Spaziatura delle discontinuità				
IV	Giacitura delle discontinuità				
V	Resistenza a compressione				
VI	Permeabilità				



Instabilità

Scheda n° _____ Data: _____

Località: _____ Coord. Gauss-Boaga N _____
Coord. Gauss-Boaga E _____

DATI GEOLOGICO TECNICI

Roccia Lapidea

	Parametro	Classe 1	Classe 2	Classe 3	Classe 4
I	Grado di alterazione				
II	Profondità di alterazione				
III	Spaziatura delle discontinuità				
IV	Giacitura delle discontinuità				
V	Resistenza a compressione				
VI	Permeabilità				

DATI LITOLOGICI

Litotipo:

Formazione:

Altro:

Fig. 4.3: Scheda utilizzata per il rilevamento delle caratteristiche litotecniche delle rocce lapidee.

Per i litotipi non lapidei sono stati rilevati i seguenti parametri:

1. Grado di cementazione
2. Spessore del detrito
3. Compattezza
4. Permeabilità

La scheda utilizzata in campagna per il rilevamento è la seguente:

Scheda n° _____ Data: _____

Località: _____ Coord. Gauss-Boaga N _____
Coord. Gauss-Boaga E _____

DATI GEOLOGICO TECNICI

Roccia Non Lapidea

	Parametro	Classe 1	Classe 2	Classe 3	Classe 4
I	Grado di cementazione				
II	Spessore del detrito				
III	Compattezza				
IV	Permeabilità				

DATI LITOLOGICI

Litotipo:

Formazione:

Altro:

Fig. 4.4: Scheda utilizzata per il rilevamento delle caratteristiche litotecniche delle rocce non lapidee

4.6 Descrizione dei parametri utilizzati nel rilevamento – Rocce Lapidree

Grado d'alterazione

L'alterazione è quel processo che determina nel tempo una progressiva diminuzione della resistenza dei materiali provocando la modificazione delle originarie forze di coesione e/o cementazione fra gli elementi costitutivi di una roccia. Il grado di alterazione può essere misurato in campagna in maniera speditiva con osservazioni dirette seguendo lo schema riportato nelle tabelle che seguono.

Classe 1: grado I-II
Classe 2: grado III-IV
Classe 3: grado V
Classe 4: grado VI

Grado di alterazione della roccia		Descrizione della roccia
I	Inalterata	Non è possibile individuare differenze con la roccia madre, per tipo, colore e resistenza.
II	Leggermente alterata	Composta di blocchi angolosi Materiale alterato nelle discontinuità tra i blocchi.
III	Moderatamente alterata	Scolorita, le discontinuità possono essere aperte e le superfici hanno maggiormente scolorite; resistenza apprezzabile minore che nella roccia fresca.
IV	Fortemente alterata	Discontinuità aperte e scolorite; l'originaria struttura della roccia in prossimità delle fratture, è alterata; l'alterazione è penetrata profondamente; non sono presenti blocchi di roccia resistenti.
V	Completamente alterata	Scolorita e trasformata in suolo, anche se viene ancora conservata la tessitura originaria. Le caratteristiche dipendono in parte dalla roccia madre.
VI	Suolo	Completamente trasformata in suolo, con perdita della struttura originaria e cambiamenti di volume.

Profondità dell'alterazione

La profondità dell'alterazione è la misura di quanto i fenomeni esogeni hanno interessato l'ammasso roccioso. In genere essa andrebbe misurata su di un taglio fresco, in mancanza del quale è sufficiente una stima.

Classe 1: $Z < 1\text{m}$
Classe 2: $1\text{m} < Z < 3\text{m}$
Classe 3: $3\text{m} < Z < 5\text{m}$
Classe 4: $Z > 5\text{m}$

Spaziatura delle discontinuità

La spaziatura delle discontinuità è un parametro molto importante nella caratterizzazione geomeccanica di un ammasso roccioso. Le discontinuità hanno un ruolo importante nelle analisi dei pendii, in quanto possono isolare dei volumi di roccia potenzialmente instabili, ovvero essere piani di scivolamento dei blocchi formatisi. La spaziatura delle discontinuità definisce ed influenza sia le condizioni di stabilità di un ammasso roccioso, sia le dimensioni dei blocchi prodotti; minore è la spaziatura, minori saranno le dimensioni dei blocchi.

Classe 1: $> 100\text{cm}$
Classe 2: $30\text{-}100\text{cm}$
Classe 3: $30\text{-}5\text{cm}$
Classe 4: $< 5\text{cm}$

Giacitura delle discontinuità

Nel caso di ammassi rocciosi interessati da numerose discontinuità, un fenomeno d'instabilità può coinvolgere più blocchi con movimenti relativi tra i blocchi stessi. È dunque molto importante considerare anche la giacitura delle discontinuità rispetto al versante, poiché questa relazione è quella che determina la stabilità del blocco.

Classe 1: Da reggipoggio fino a verticale

Classe 2: Verticale
Classe 3: Franapoggio con inclinazione maggiore del pendio
Classe 4: Franapoggio con inclinazione minore del pendio

Resistenza a compressione

Tale parametro esprime la resistenza che la roccia manifesta se sottoposta a compressione. La resistenza a compressione dipende da diversi fattori:

- Natura dei legami chimici o fisici della roccia.
- Genesi della roccia
- Storia tensionale
- Alterazione

Per caratterizzare la resistenza a compressione dei vari litotipi presenti nell'area in studio sono state eseguite in laboratorio una serie di prove sui campioni raccolti in campagna. I risultati di tali prove sono stati classificati utilizzando l'apposita tabella.

Classe	Is 50
1	>10MPa
2	4-10MPa
3	2-4MPa
4	1-2MPa

Permeabilità

Un materiale è permeabile se contiene vuoti contigui e comunicanti; ogni terra e roccia soddisfa in maggiore o minore misura questa condizione. Nelle terre la permeabilità varia con la dimensione dei grani; per uno stesso materiale essa varia anche in base alla sua densità, essendo tanto maggiore quanto è minore la sua densità. La permeabilità è influenzata anche dalla stratificazione, dall'orientazione delle fratture e dalla loro apertura. In generale l'aumento della permeabilità permette ai terreni, ovvero alle rocce, di drenare facilmente l'acqua infiltratasi, favorendo nel contempo una maggiore infiltrazione. Questa duplice funzione rende complesso stabilire se una maggiore permeabilità influisca positivamente o negativamente sulla stabilità di un pendio. La considerazione

che soprattutto nei versanti costituiti da terre, una bassa permeabilità favorisca l'aumento delle pressioni neutre, e quindi una diminuzione degli sforzi efficaci, ha portato a ritenere le basse permeabilità un fattore destabilizzante. Viceversa le alte permeabilità sono state considerate un fattore stabilizzante. Purtroppo la misura della permeabilità in sito è un'operazione molto complessa; quindi in campagna è stata fatta solo una sua stima, sulla base delle caratteristiche litologiche e meccaniche dei litotipi rilevati.

Classe 1: Fortemente permeabili
Classe 2: Mediamente permeabili
Classe 3: Poco permeabili
Classe 4: Non Permeabili

4.7 Descrizione dei parametri utilizzati nel rilevamento – Rocce Non Lapidiee

Grado di cementazione

La cementazione si verifica quando del materiale trasportati da fluidi di circolazione precipita all'interno dei vuoti presenti tra i granuli costituenti il terreno, conferendo al detrito sciolto una certo grado di coesione. Il grado di cementazione è stato valutato in campagna in maniera speditiva tramite le indicazioni contenute nelle seguenti tabelle:

Classe 1: Elevato
Classe 2: Moderato
Classe 3: Debole
Classe 4: Nullo

Grado di Cementazione	Descrizione del terreno
Elevato	Il campione non si frantuma con le dita
Moderato	Il campione si frantuma solo se viene impressa una forte pressione con le dita

Debole	Il campione si frantuma sotto leggera pressione delle dita
Nulla	Il campione è completamente inconsistente

Spessore del detrito

Come la *Profondità dell'alterazione* per le rocce lapidee.

Compattezza

La compattezza in un detrito è una misura del suo stato di addensamento; maggiore è la compattezza migliori sono le sue caratteristiche geotecniche. La compattezza è stata valutata in campagna in maniera speditiva tramite le indicazioni contenute nelle seguenti tabelle:

Classe 1: Molto compatta
Classe 2: Compatta
Classe 3: Mediamente sciolta
Classe 4: Sciolta

Grado di Cementazione	Descrizione del terreno
Molto compatta	Facilmente intaccato dall'unghia
Compatta	Facilmente intaccato da un dito ma non penetrato
Mediamente sciolta	Penetrato con moderata difficoltà
Sciolta	Facilmente penetrato da un dito

Permeabilità

Come la *Permeabilità* per le rocce lapidee.

4.8 Analisi ed elaborazione della carta di pericolosità

Verranno di seguito esposti i risultati dell'analisi effettuata:

Carta litologica

La carta litologica è stata prodotta rielaborando la carta geologica in base al rilevamento effettuato. Sono stati rilevati 117 punti stazione, di cui 101 su rocce lapidee e 16 su terreni. È stata eseguita in laboratorio la prova del Point Load Test su almeno 10 campioni per ogni litologia.

Nel seguente grafico sono esposti i risultati della prova per le litologie principali:

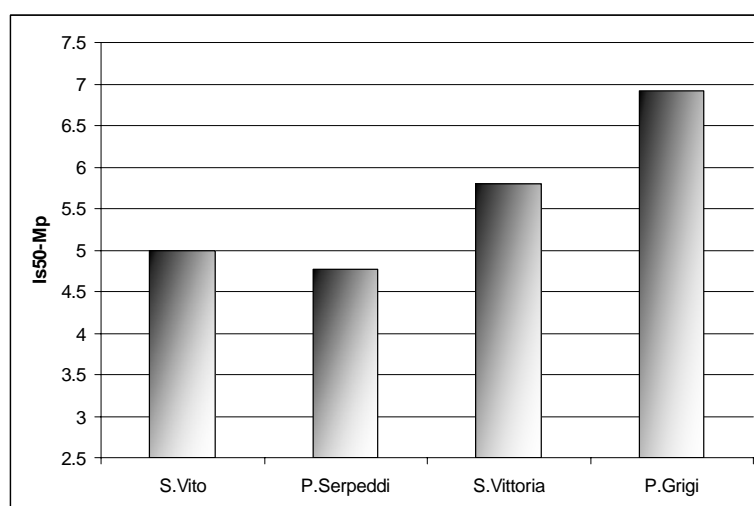


Fig. 4.5: Valore medio del Point Load Test per diversi litotipi

Come era prevedibile, in virtù della loro origine vulcanica e della quasi assenza di scistosità, i porfidi grigi del Sarrabus e la formazione di Santa Vittoria presentano i valori di resistenza al Point Load più elevati. Le formazioni molto scistose di origine sedimentaria, presentano dei valori simili tra di loro e sensibilmente più bassi dei precedenti.

Nel grafico di Fig. 4.6 sono presentati i risultati dell'analisi sulla distribuzione areale del parametro alterazione, per i vari litotipi presenti nell'area in studio.

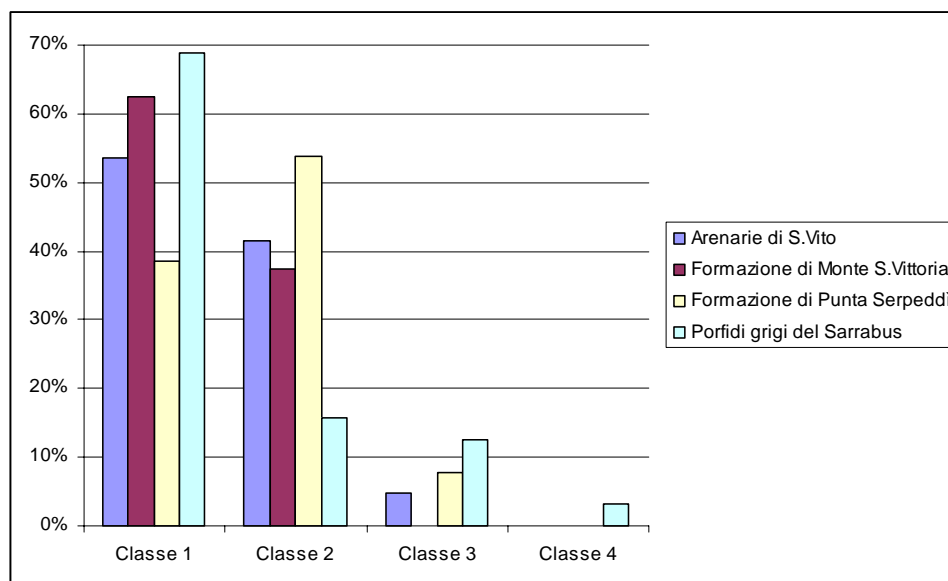


Fig. 4.6: Gradi di alterazione delle varie litologie

Come può essere osservato facilmente, per le litologie più rappresentative del bacino le classi di alterazione più frequenti sono la prima e subordinatamente la seconda; solo per la Formazione di Punta Serpeddi è la seconda, e solo per i Porfidi Grigi del Sarrabus è presente la quarta classe. Si può dunque sostenere che l'alterazione media dei vari litotipi presenti nel bacino è bassa.

L'analisi del parametro "Spaziatura delle discontinuità", esclusivamente per le lapidei, ha dato i seguenti risultati:

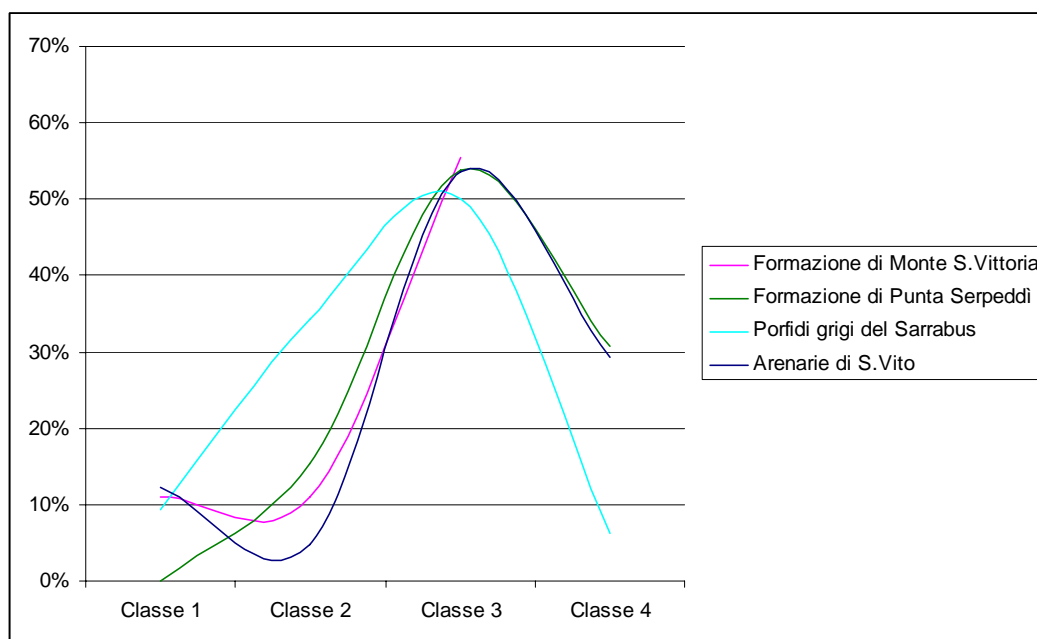


Fig. 4.7: Frequenza della spaziatura delle discontinuità delle rocce lapidee

Si può osservare nel grafico che per tutte le litologie più rappresentative del bacino la classe di: "Spaziatura delle discontinuità" più frequente è la terza. Si può dunque asserire che il grado di fratturazione medio dei vari litotipi presenti nel bacino è elevato e la spaziatura media delle discontinuità è decimetrica.

Sulla base dei rilievi effettuati in campagna e delle analisi effettuate sui parametri considerati è stato calcolato il "peso della litologia" relativo ad ogni stazione. Tenendo conto dei pesi variabili da 1 a 4 per ciascuno dei sei parametri presi in considerazione per la valutazione del fattore litologico, il peso complessivamente assegnato è risultato variabile da un minimo di 6 ad un massimo di 24. I pesi così ottenuti sono stati poi normalizzati su di una scala numerica con estremi 1 e 9, identica a quella utilizzata nel P.A.I. della Regione Sardegna per la litologia (Fig. 4.8).

La determinazione dei pesi da assegnare al parametro "litologia" è stata senz'altro la fase più lunga dell'intero processo valutativo. Un esempio di calcolo del peso e i risultati di questa operazione sono riassunti nei grafici che seguono.

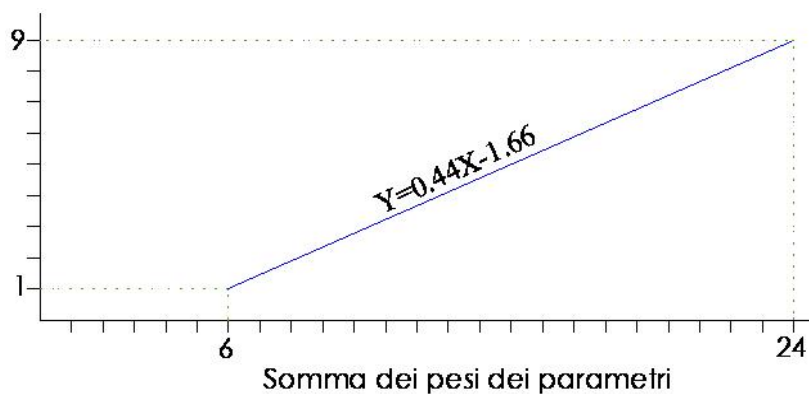


Fig. 4.8: Grafico ed equazione di trasformazione per il calcolo dei pesi

	Porfidi Grigi			
Stazione	1		3	
	Classe	Peso	Classe	Peso
Grado alterazione	IV	1	IV	1
Profondità alterazione	IV	1	IV	1
Spaziatura discontinuità	III	2	II	3
Giacitura discontinuità	II	3	II	3
Resistenza roccia sana	IV	1	IV	1
permeabilità	III	2	II	3
Somma pesi		10		12
Peso PAI		2.77		3.66

Fig. 4.9: Esempio di calcolo dei pesi per due stazioni.

Sono di seguito esposti e commentati i risultati e alcuni aspetti secondari del calcolo dei pesi per il fattore litologia.

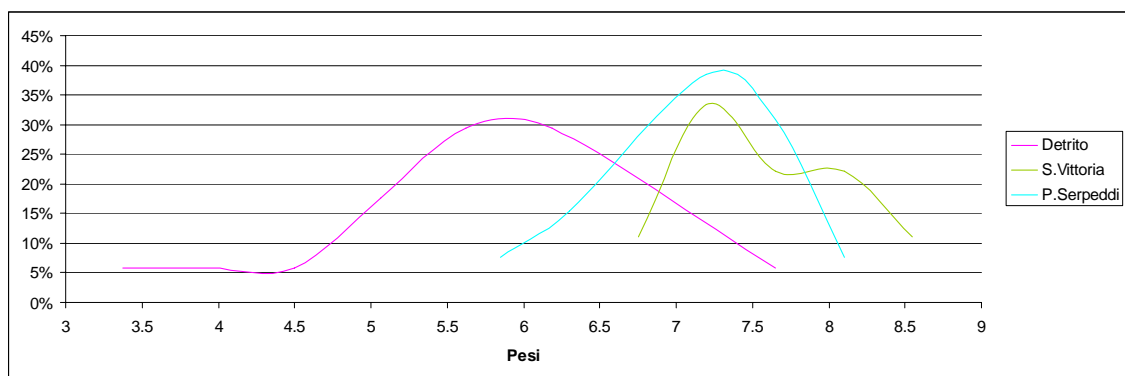


Fig. 4.10: Frequenza dei pesi calcolati per alcune delle più importanti litologie presenti nell'area di Muravera

Com'è ben rappresentato nel grafico di Fig. 4.10, dove le ordinate rappresentano la frequenza del peso calcolato e le ascisse il peso stesso, si può notare che i pesi calcolati per i litotipi appartenenti alla formazione di Monte Santa Vittoria e alla formazione di Punta Serpeddi hanno mediamente un valore di 7-7.5, che è un valore piuttosto elevato, considerando il fatto che 9 è il valore massimo possibile. I pesi assegnati alle aree dove è stato rilevato il detrito di falda sono meno uniformi e si distribuiscono in un intervallo che varia tra 4.5 e 6.5, presentando quindi valori medio bassi.

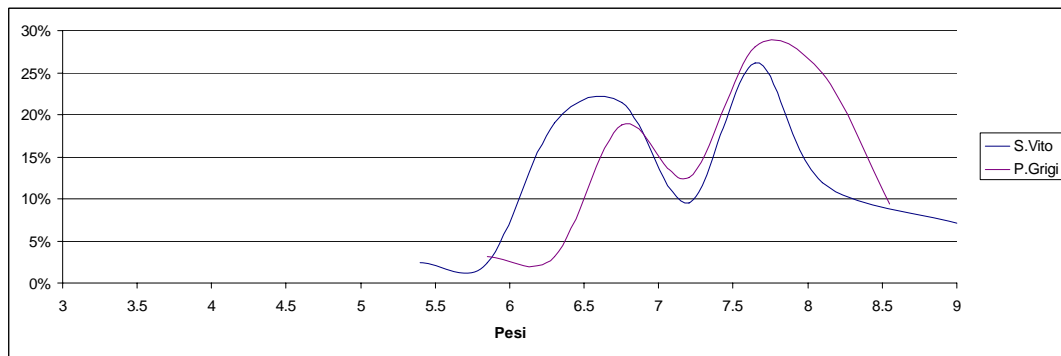


Fig. 4.11: Frequenza dei pesi calcolati per due importanti litologie

Le curve che descrivono la distribuzione dei pesi calcolati per i litotipi appartenenti alla Formazione delle Arenarie di San Vito e alla Formazione dei Porfidi Grigi del Sarrabus sono sostanzialmente differenti dalle curve viste precedentemente; infatti, mentre le curve precedenti hanno la classica forma a campana, indicativa di una distribuzione Gaussiana del parametro, queste presentano due picchi: un massimo relativo e uno assoluto. Questa distribuzione può avere due spiegazioni:

- 1 Il numero di stazioni rilevate in queste litologie era insufficiente è quindi presente una lacuna.
- 2 I litotipi appartenenti a queste formazioni presentano due stili di alterazione e fratturazione differenti: uno profondo e incisivo, che abbassa notevolmente le caratteristiche geomeccaniche dell'ammasso roccioso, e uno più superficiale che ne altera sensibilmente l'aspetto esteriore, non incidendo profondamente sulle caratteristiche meccaniche.

Al termine della fase di calcolo dei pesi si è valutata quale fosse l'area d'influenza di ogni singola stazione, in modo da poter assegnare a tutto quel territorio il peso calcolato nel punto di rilevamento considerato. Il criterio adottato per l'assegnazione delle aree è stato di tipo litologico geometrico. Dapprima è stato suddiviso il territorio nelle varie formazioni geologiche presenti; in seguito per ogni formazione geologica sono state scelte le stazioni che vi ricadevano all'interno. Al termine di quest'operazione, è stato utilizzato un criterio geometrico nell'attribuzione dell'area d'influenza di ogni stazione considerata.

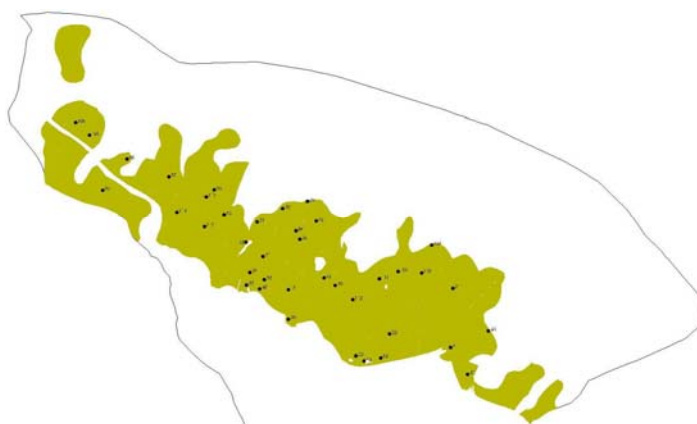


Fig. 4.12: Scelta delle stazioni ricadenti all'interno di una certa formazione geologica

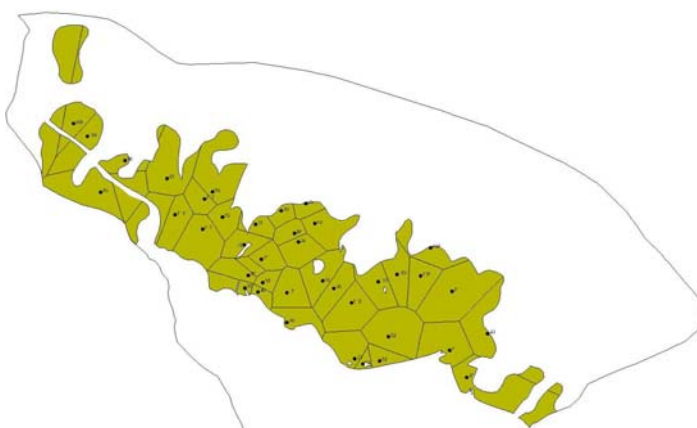


Fig. 4.13: Suddivisione geometrica dell'area d'influenza di ogni singola stazione

Questa operazione è stata fatta per ciascuna formazione geologica presente, ottenendo quindi la carta litotecnica presentata di seguito, che successivamente è stata classificata secondo il peso calcolato:

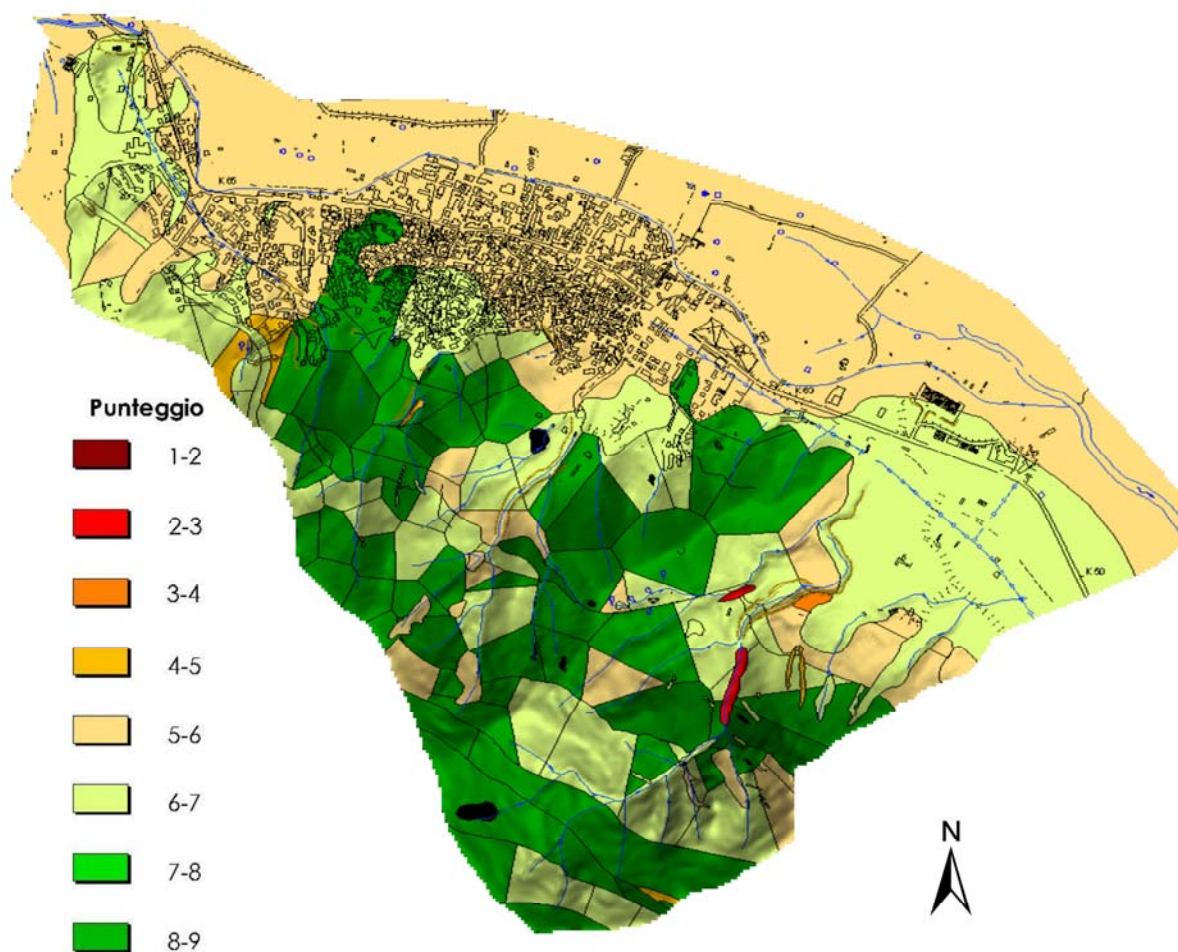


Fig. 4.14: Carta litotecnica

La carta delle pendenze

La carta delle pendenze è stata ottenuta mediante elaborazione in ambiente G.I.S. del rilievo aerofotogrammetrico di dettaglio reperito presso il Comune di Muravera. Come si può notare dalla carta di Fig. 4.15, la maggior parte del territorio esaminato presenta un'acclività inferiore al 10%; il territorio restante si ripartisce in proporzioni crescenti passando dalla II classe di pendenza alla V. Le classi di pendenza superiori interessano esclusivamente la parte meridionale, montana dell'area studiata, la quale si presenta molto acclive ed aspra morfologicamente. Nella parte Nord le pendenze si fanno più miti e le forme del territorio si addolciscono, mentre nell'area occupata dai depositi alluvionali la morfologia è praticamente pianeggiante.

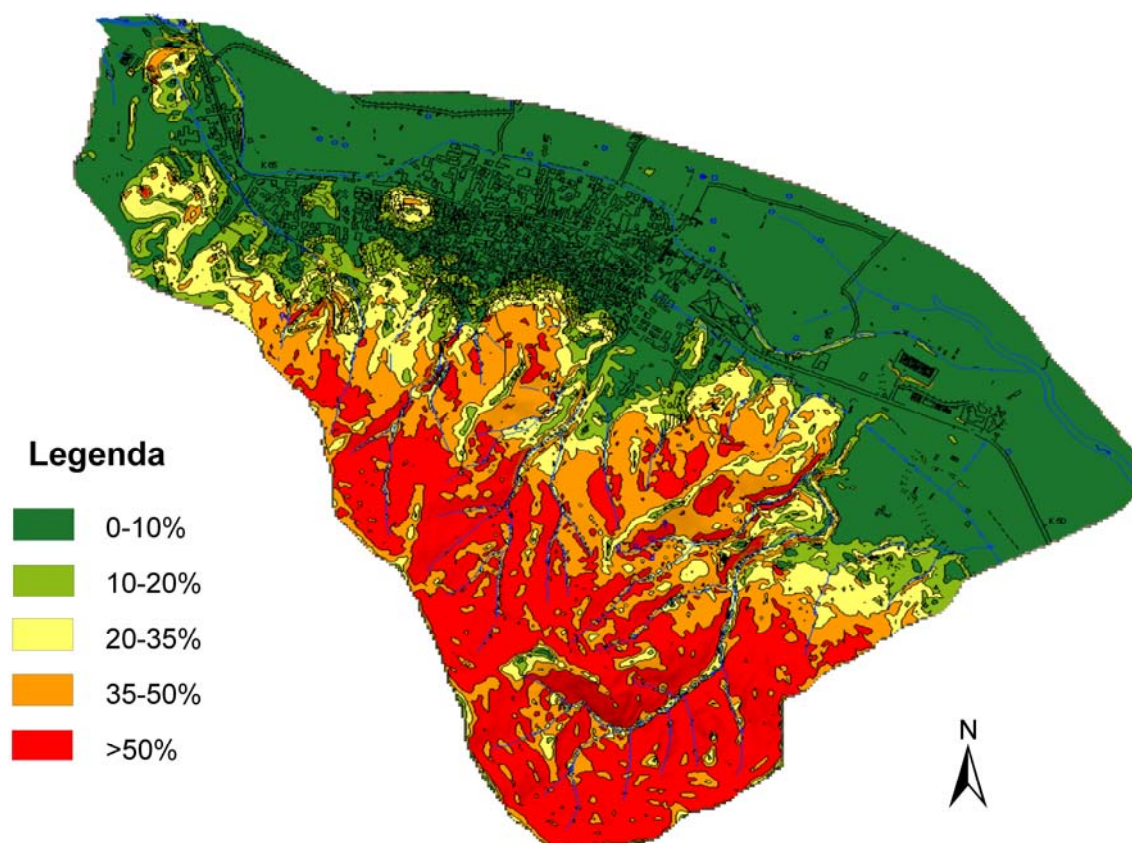


Fig. 4.15: Carta delle pendenze

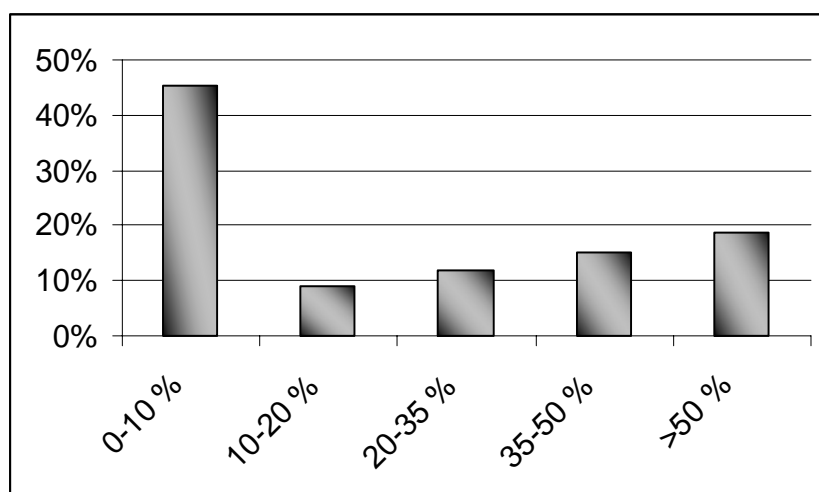


Fig. 4.16: Area percentualmente occupata dalle diverse classi di pendenza

I pesi assegnati alle diverse classi di pendenza sono identici a quelli proposti nel P.A.I. della Regione Sardegna.

	Pendenza	Peso assegnato
Classe I	0-10 %	2
Classe II	10-20 %	1
Classe III	20-35 %	0
Classe IV	35-50 %	-1
Classe V	>50 %	-2

Fig. 4.17: Pesi assegnati alle diverse classi di pendenza

Carta dell'uso del suolo

La carta dell'uso del suolo è stata ricavata rielaborando mediante osservazioni sia dirette sia tramite foto aeree, quella prodotta dalla Regione Sardegna in scala 1:25000 nel 2003. Come si può facilmente osservare dalla carta e dai grafici sottostanti, circa il 30 % del territorio esaminato è coperto da vegetazione del tipo: *Macchia mediterranea o Gariga*. Questo tipo di copertura attua una benefica azione sui processi di erosione superficiale, diminuendone l'intensità; infatti questo tipo di coperture, diminuendo la velocità delle acque di ruscellamento superficiale, ne limitano la capacità erosiva e di trasporto. Un altro aspetto molto positivo di questo tipo di copertura è che, essendo molto fitta e tendendo a distribuirsi uniformemente, ripara e protegge gli strati superficiali del suolo ricchi di humus dall'azione della pioggia battente. Le coperture boschive occupano circa il 12 % del territorio esaminato: esse ancor di più della macchia mediterranea proteggono il suolo da fenomeni di erosione superficiale, di ruscellamento e in generale di degradazione. Le coperture boschive sono concentrate nella parte più a sud del bacino, in prossimità delle quote più alte, dove non sono state distrutte dagli incendi degli ultimi 50 anni. L'associazione arborea più presente è quella del Leccio (*Quercus ilex*), del Lentischio (*Pistacia lentiscus*), del Corbezzolo (*Arbutus unedo* L.) e dell'Olivastro selvatico (*Olea europaea* var. *sylvestris*). Durante il rilevamento di campagna si è notato che molte parti di questa copertura erano degradate dall'eccessivo pascolamento del bestiame allo stato brado.

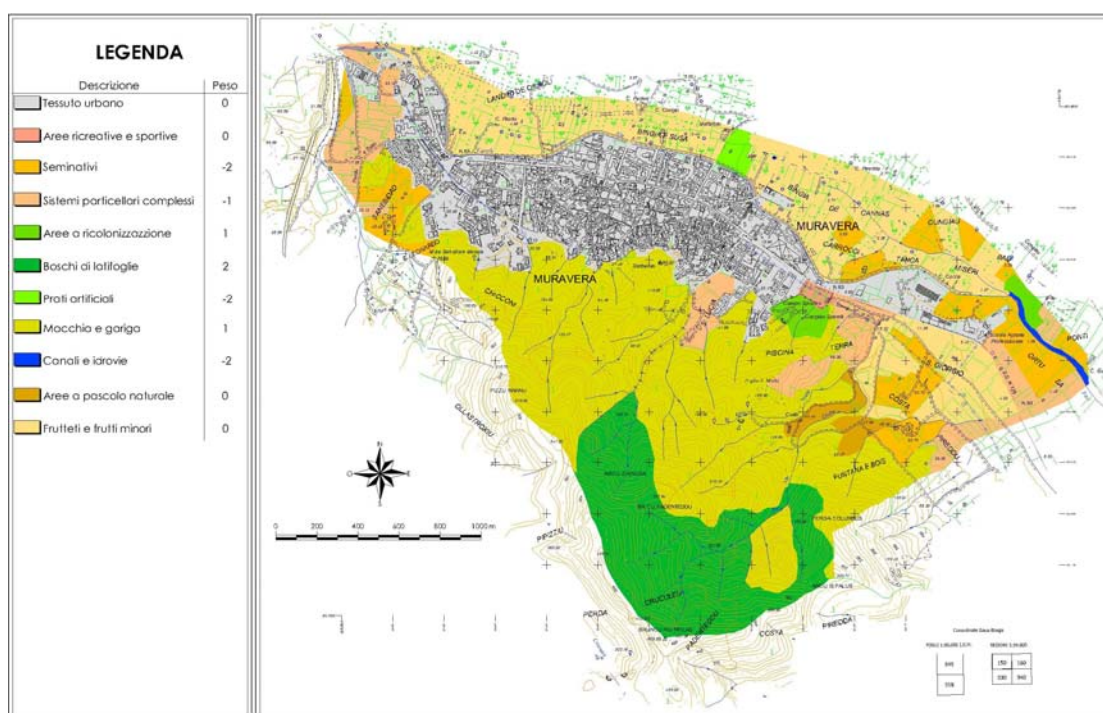


Fig. 4.18: Carta dell'uso del suolo

L'area occupata dagli insediamenti e dalle attività antropiche è pari al 23 % del totale, mentre l'area restante è occupata dai seminativi e dalle colture arboree.

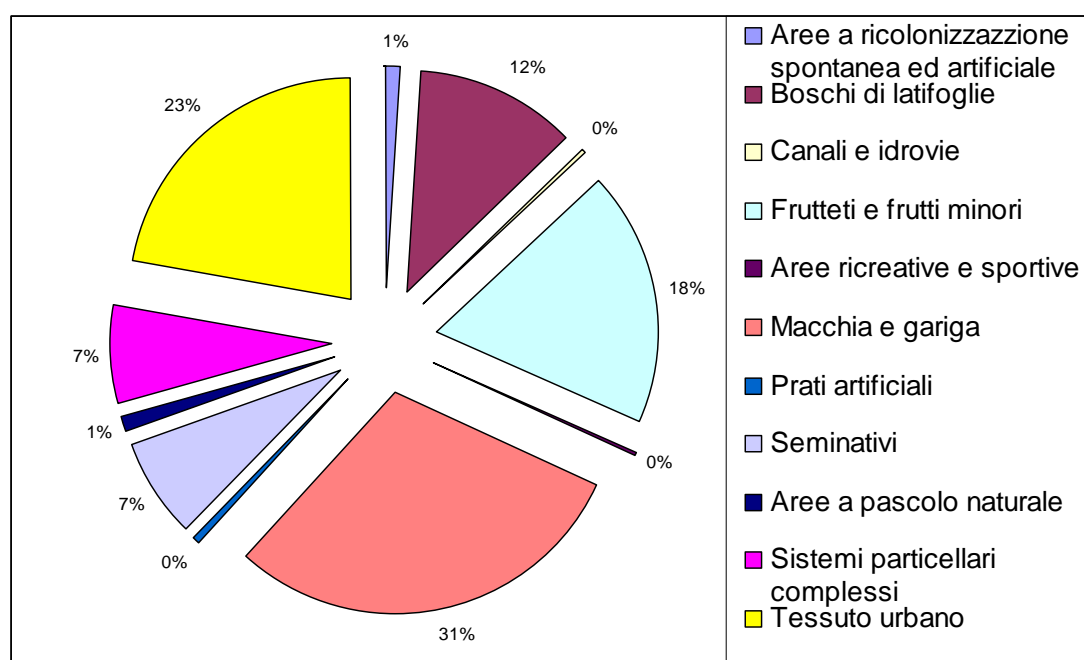


Fig. 4.19: Area percentualmente occupata dalle diverse classi di uso del suolo

Carta dell'overlay mapping

Come ultima operazione è stata fatta quella dell'Overlay Mapping; il range numerico risultante dall'operazione $-3 \div 13$ è stato suddiviso in quattro classi equidimensionali, come illustrato nella tabella seguente.

Grado	Classe	Valore
IV	Instabilità potenziale molto Alta	-3-1
III	Instabilità potenziale Alta	1-5
II	Instabilità potenziale Media	5-9
I	Instabilità potenziale Bassa	9-13

Fig. 4.20: Suddivisione in classi del risultato dell'overlay mapping

Il risultato della zonazione di instabilità potenziale del versante di Muravera ottenuti con l'Overlay Mapping sono riportati nella carta di Fig. 4.21.

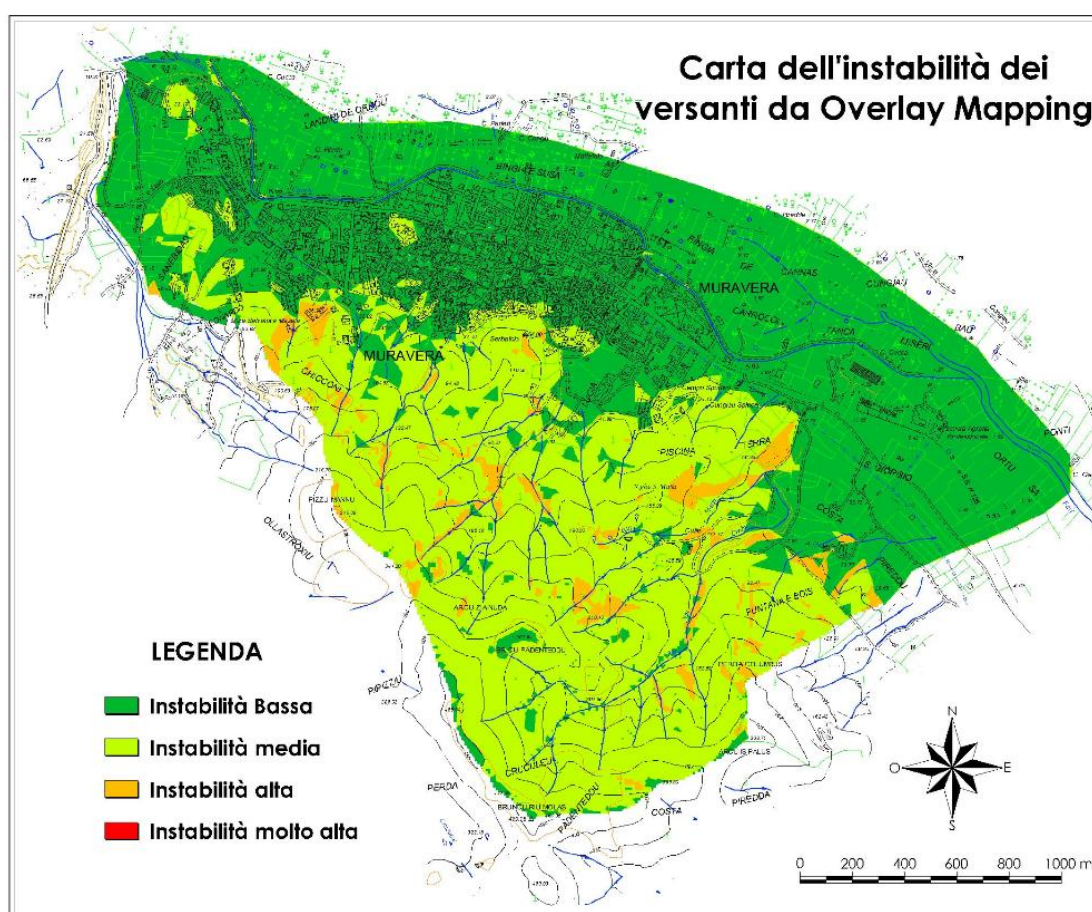


Fig. 4.21: Carta dell'instabilità potenziale ottenuta con l'Overlay Mapping

La prima osservazione che può essere fatta osservando le perimetrazioni di pericolosità della Fig. 4.21, è che la classe di instabilità molto alta è completamente assente.

Osservando la carta dell'instabilità potenziale dei versanti è molto evidente la netta separazione del territorio in due aree abbastanza omogenee; la prima, la piana alluvionale, caratterizzata da pendenze inferiori al 20% è quasi interamente classificata nella classe I (instabilità bassa). La seconda area, ubicata a sud dell'abitato, è caratterizzata dalla presenza quasi continua della classe II (instabilità media), salvo la presenza isolata di alcune aree in classe III.

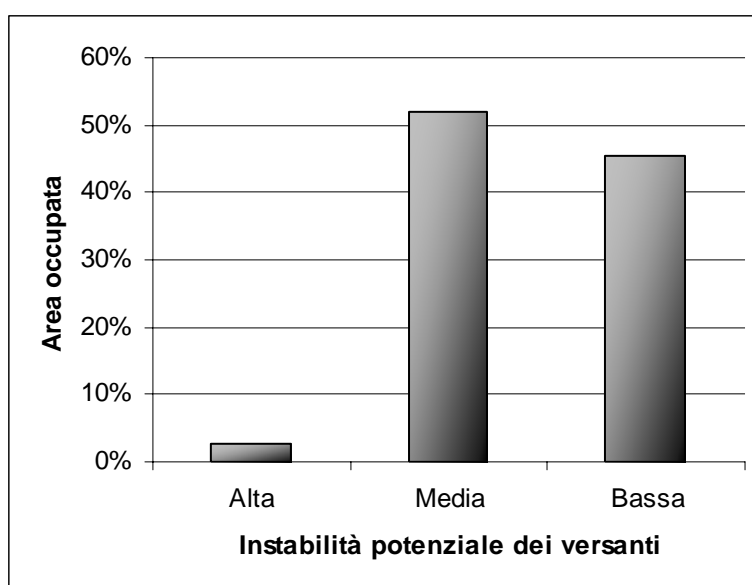


Fig. 4.22: Aree occupate dalle diverse classi d'instabilità

La suddivisione del territorio in due grandi unità distinte risulta evidente anche dall'esame del grafico di Fig. 4.22. È interessante analizzare singolarmente come le aree occupate dalle diverse litologie sono state classificate; nella figura 4.23 sono messe a confronto le litologie più rappresentate nell'area in studio. Analizzando la classe d'instabilità alta, la percentuale di area di tutte le cinque litologie che vi ricade si attesta su valori del 3-4%. Le differenze sostanziali tra le diverse litologie sono invece ravvisabili, analizzando la distribuzione percentuale della classi d'instabilità media e bassa. Circa il 70% dell'area occupata dal detrito e dai depositi di versante (Detrito in figura) è stata classificata in classe d'instabilità media; questa percentuale scende a circa il 54% per i *Porfidi grigi del Sarrabus* (Pgs in figura) e a circa il 48% per la *Formazione di punta Serpeddi* (Psr in figura). Circa il 25% dell'area occupata dal detrito e dai depositi di versante (Detrito in

figura) è stata classificata in classe d'instabilità bassa; questa percentuale sale a circa il 41% per i *Porfidi grigi del Sarrabus* e a circa il 50% per la *Formazione di Punta Serpeddi*.

Sono invece quasi identiche per tutte e tre le classi d'instabilità, le distribuzioni areali delle *Arenarie di San Vito* (Svi in figura) e delle *Alluvioni* (bn in figura).

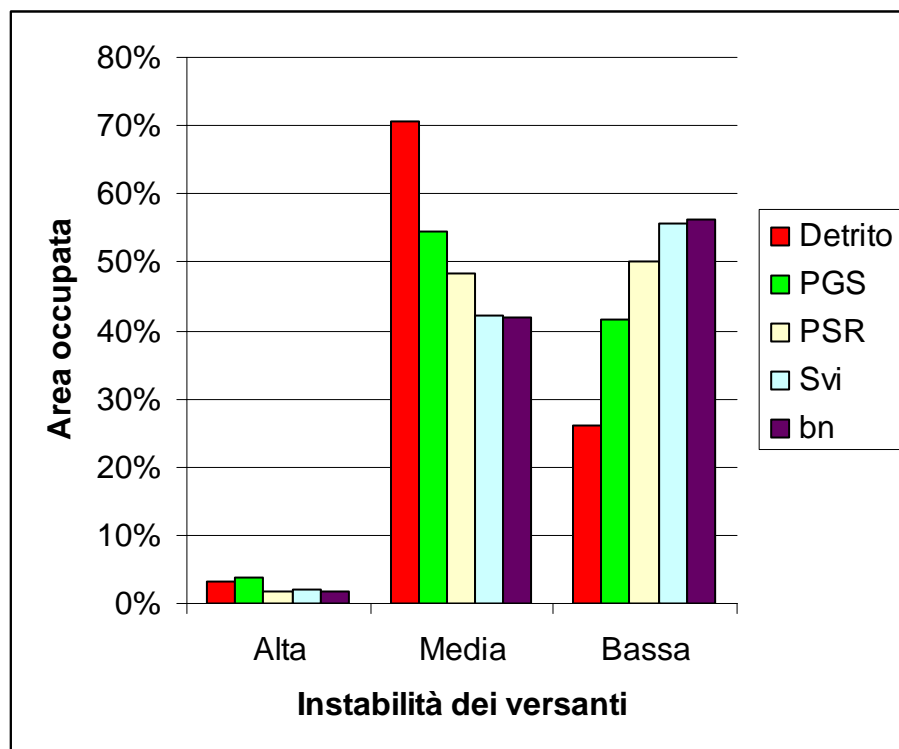


Fig. 4.23: Aree occupate dai diversi litotipi nelle diverse classi d'instabilità potenziale

Le aree ricadenti nella terza classe sono quelle in cui sono presenti depositi detritici o litologie molto alterate e fratturate. Il metodo dell'Overlay Mapping evidenzia solo in parte le aree interessate da fenomeni di crollo; le aree che individua in classe III (alta) sono solo quelle in cui i litotipi presenti sono a tal punto alterati e fratturati da essere assimilabili a depositi detritici. La maggior parte delle aree classificate in classe III sono localizzate in prossimità degli impluvi principali e dei depositi detritici.

Poiché durante la fase di rilevamento di campagna sono state censite numerose situazioni d'instabilità, derivanti dalla presenza di ammassi rocciosi molto fratturati, che il processo di Overlay Mapping non ha evidenziato, si è deciso di valutare separatamente il grado d'instabilità dei versanti in relazione a potenziali fenomeni di crollo e ribaltamento. Tale valutazione è stata fatta osservando direttamente

sul terreno, o attraverso le foto aeree, l'ubicazione, l'estensione e le caratteristiche di giacitura e di fratturazione degli ammassi rocciosi presenti. Dopo aver valutato l'esatta ubicazione degli ammassi rocciosi potenzialmente instabili e le loro caratteristiche geomeccaniche, sono state perimetrate le aree che possono essere interessate da queste tipologie di dissesto. Questa operazione è stata fatta considerando sia le caratteristiche dimensionali dei blocchi, sia le caratteristiche morfologiche e di uso del suolo delle aree interessate da questi fenomeni. In pratica, dopo aver valutato una certa parte della parete rocciosa era soggetta ad un certo grado di pericolosità per crolli o ribaltamenti, si è cercato di individuare quali aree a valle della parete stessa potevano essere interessate dalla propagazione del fenomeno franoso. Il risultato è la carta dell'instabilità dei versanti da crolli e ribaltamenti.

Carta dell'instabilità dei versanti da crolli e ribaltamenti

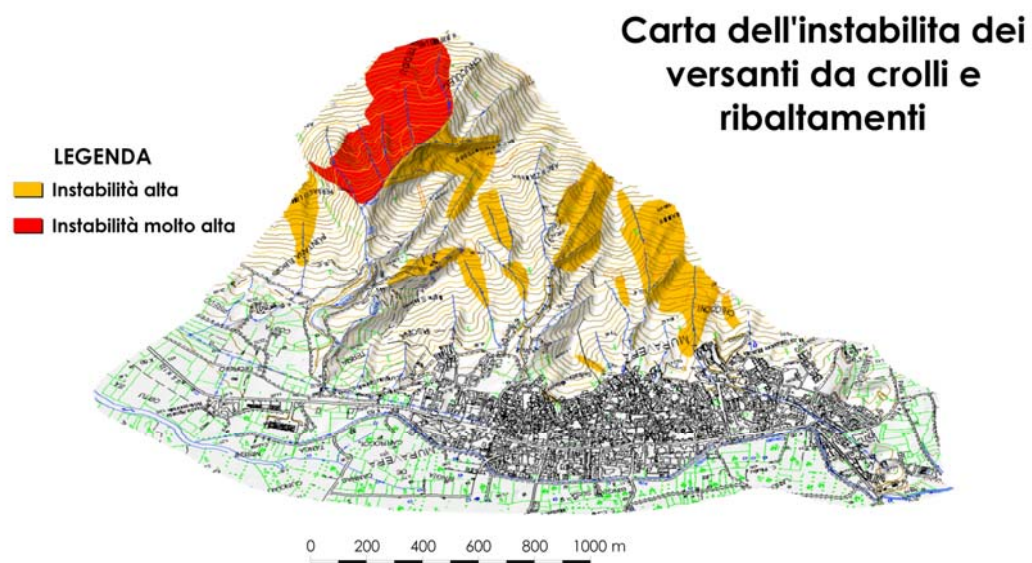


Fig. 4.24: Carta della pericolosità da crolli e ribaltamenti

La classificazione del grado d'instabilità è stata fatta utilizzando il metodo S.M.R. (Slope Mass Rating) sviluppato da Romana (1985).

Carta della pericolosità da colate detritiche

Durante la fase di rilevamento di campagna sono state censite numerose aree, prevalentemente occupate da detriti, localizzate in prossimità degli alvei dei torrenti. Questa situazione geomorfologica, nei casi peggiori, può favorire l'innescarsi di fenomeni di colata di detrito, allorquando si verificassero degli eventi meteorici di intensità molto elevata. Per le colate detritiche le cause di innesco e lo stesso vettore di trasporto vanno ricercati nell'improvviso manifestarsi di importanti lame d'acqua che mobilitano il detrito, trascinandolo rovinosamente verso valle.

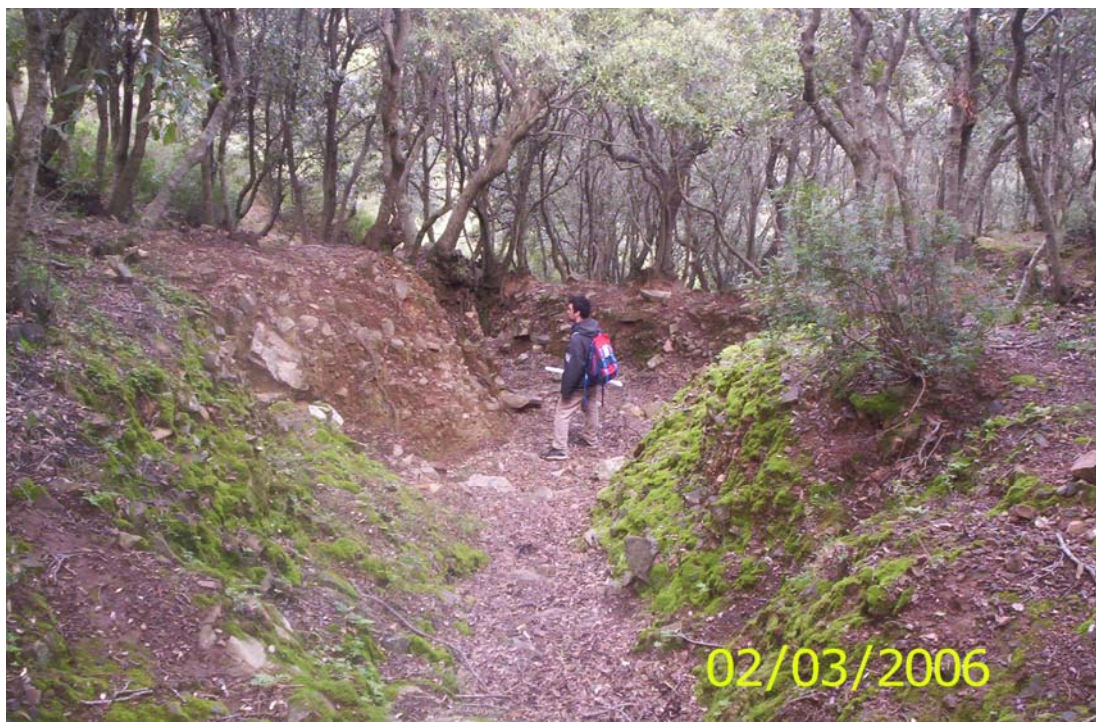


Fig. 4.25: Profondi canali di erosione minano la stabilità dei depositi detritici recenti presenti in un area a monte dell'abitato di Muravera

La valutazione della pericolosità franosa da colate detritiche è stata effettuata attraverso le seguenti fasi:

- rilevamento e rappresentazione cartografica della distribuzione spaziale delle fasce detritiche esistenti nel territorio in studio ;
- verifica, per ciascuna fascia detritica, del superamento del limite di stabilità di Takahashi per assegnati periodi di ritorno di 50, 100, 200 e 500 anni;
- stima dell'estensione e propagazione dell'area franosa seguendo il flusso detritico lungo i versanti, secondo linee di massima pendenza,

sino alla confluenza negli alvei; di qui il flusso detritico, trascinato dalla corrente fluida, si deposita progressivamente lungo il percorso, esondando e spandendosi nelle medesime aree soggette ad allagamento;

- valutazione del progressivo smorzamento dell'intensità dell'evento franoso, che lungo il percorso vede diminuire l'energia cinetica della colata per effetto degli attriti e della diminuzione di pendenza dell'alveo di frana e della tendenza del materiale trasportato a spandersi a ventaglio nella zona di accumulo, con conseguente progressiva segregazione granulometrica della matrice solida.

Poiché è risultato generalmente verificato il superamento del limite di stabilità dei depositi detritici già per portate di piena relative a periodi di ritorno di 50 anni, la pericolosità delle colate detritiche è stata assegnata alla classe massima (Classe IV) da monte sino alla prima fascia di tessuto urbano, laddove il detrito si apre a forma di conoide. Il livello di pericolosità è stato progressivamente declassato lungo il percorso della colata per effetto della progressiva deposizione del materiale solido più grossolano, dovuto alla diminuzione della velocità, verificata sulla base di diagrammi sperimentali tipo Hjulström o Sundborg, che forniscono la velocità critica di sedimentazione in funzione delle dimensioni dei sedimenti.

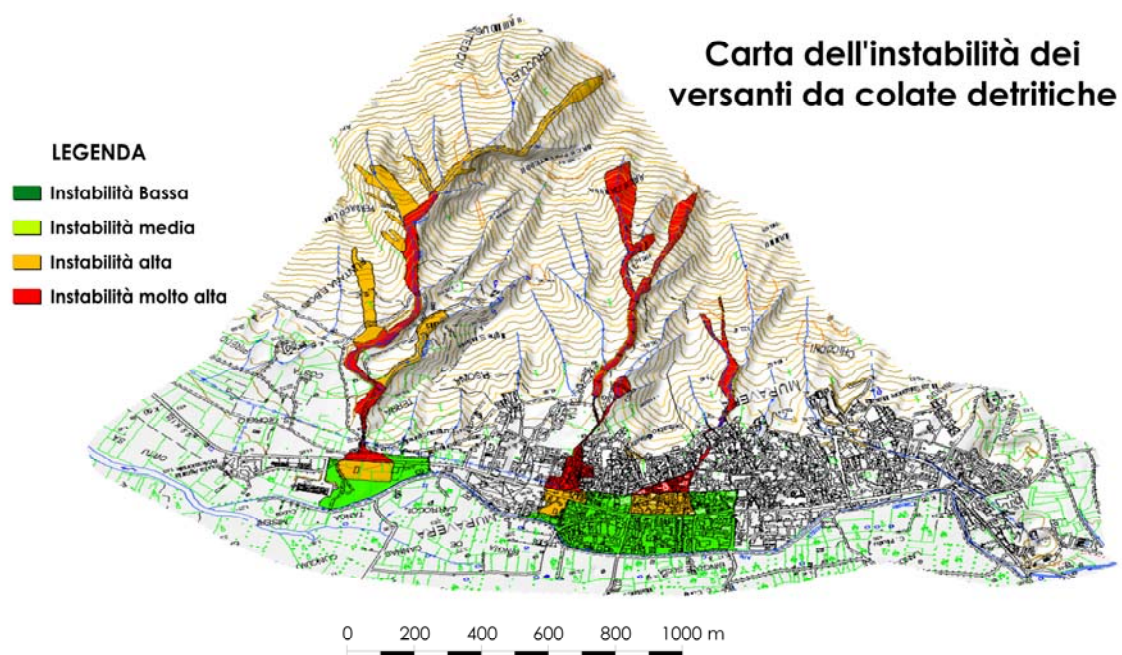


Fig. 4.26: Carta della pericolosità da colate detritiche

Carta di sintesi della pericolosità geologica

Dalla sovrapposizione della carta dell'instabilità potenziale con quella della pericolosità da crolli e da colate detritiche, si è ottenuta la carta di pericolosità geologica del versante di Muravera, rappresentata in Fig. 4.27.

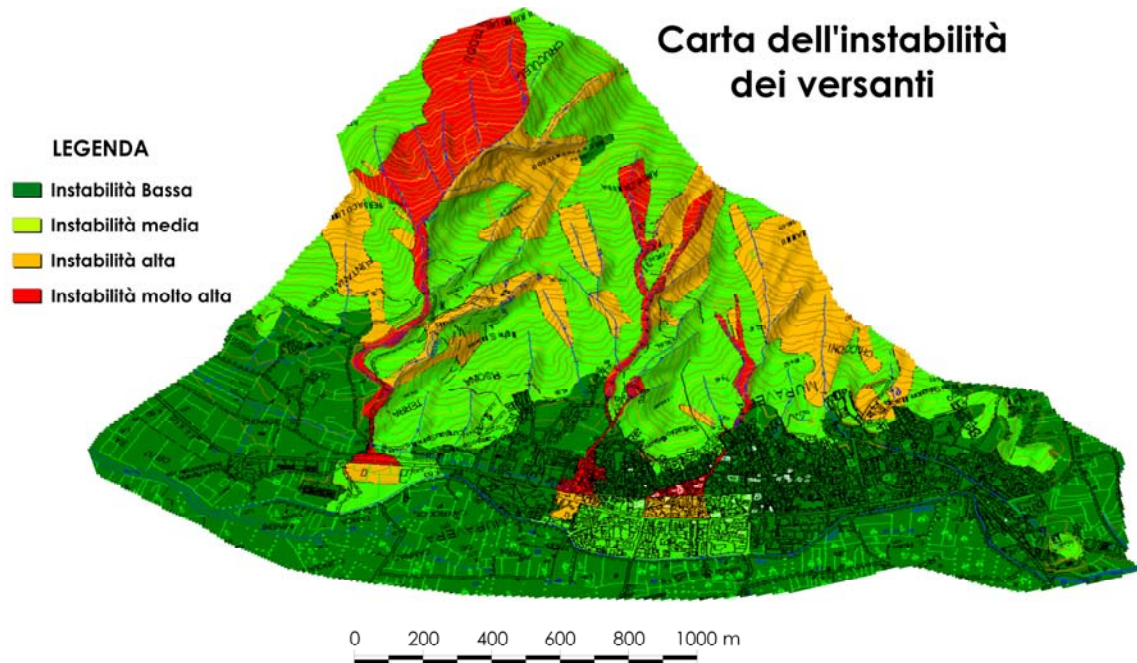


Fig. 4.27: Carta della pericolosità finale

La carta dell'instabilità finale è il sunto di tutte le elaborazioni effettuate. La presenza di litologie metamorfiche, anche se scistose e fratturate, non genera situazioni di instabilità dei versanti diffusa sul territorio. Ad una prima analisi, oltre alle aree affette dai fenomeni di crollo e di colata, solo le aree nelle quali è rilevante la presenza di detrito sciolto o nelle quali l'alterazione delle litologie presenti è diffusa profonda alcuni metri, potrebbero manifestare fenomeni di dissesto in futuro. La pericolosità del territorio di Muravera è risultata elevata nelle parti montane dell'area studiata.

CAPITOLO 5

LA ZONAZIONE DI PERICOLOSITÀ GEOLOGICA DEL VERSANTE DI GAIRO

5.1 *Metodologie di valutazione della pericolosità geologica*

Come si è visto nel capitolo descrittivo delle metodologie di valutazione di pericolosità geologica dei versanti, ad oggi sono state proposte svariate tipologie di analisi differenti. In questo lavoro al fine di valutarne le potenzialità, le difficoltà di applicazione e più in generale le loro differenze, ne sono state applicate tre: una statistica, una euristica ed una basata sulle reti neurali.

La metodologia statistica utilizzata è quella denominata del “Weight of evidence”, i cui concetti fondamentali sono stati esposti nel capitolo descrittivo delle metodologie di valutazione di pericolosità geologica dei versanti; per un’analisi più approfondita si rimanda a: Bonham-Carter, G.F. Agterberg, F. P. and Wright, D.F. (1989), F.P. Agterberg, G.F. Bonham-Carter, and D.F. Wright (1990) e G. F. Bonham-Carter, F. P. Agterberg, and D. F. Wright (1988).

La metodologia euristica utilizzata è quella dell’Overlay Mapping derivata dalla metodologia utilizzata per il P.A.I. della Regione Sardegna, quindi simile a quella utilizzata per le valutazioni effettuate nel territorio di Muravera. A differenza di quest’ultima però, non sono stati introdotti a posteriori i fenomeni di crollo e di colata detritica, non è stato eseguito nessun tipo di rilevamento geomeccanico per caratterizzare il grado di alterazione e di fratturazione delle diverse litologie, non è stato effettuato nessun accorpamento finale dei risultati.

Per effettuare il confronto fra le tre metodologie è stata scelta l’area del bacino idrografico del rio Pardu, descritta nel precedente capitolo, in quanto affetta da problematiche di dissesto dei versanti in misura molto maggiore rispetto al resto della Sardegna. Per implementare le due metodologie si è deciso di utilizzare gli stessi dati cartografici, senza effettuare nessun tipo di rilevamento in sito.

5.2 Analisi con il metodo dell'Overlay Mapping

La metodologia di valutazione della pericolosità geologica utilizzata in questo caso (Overlay mapping) è ispirata a quella usata per la realizzazione del Piano di Assetto Idrogeologico della Sardegna. Le varie fasi del lavoro sono esposte nel seguente paragrafo, e successivamente saranno approfonditi alcuni punti.

1. Fase preliminare

- Ricerca e consultazione di tutte le fonti bibliografiche da cui trarre informazioni sulla natura geologica delle aree oggetto del presente studio, sui fenomeni d'instabilità manifestatisi in passato e sugli studi concernenti l'analisi di stabilità dei versanti già realizzati.
- Ricerca ed acquisizione dei supporti cartografici e tematici esistenti.
- Preparazione di una carta litotecnica di base.

2. Analisi e elaborazione

- Elaborazione dei dati e produzione della carta di pericolosità
- Analisi e valutazione dei risultati ottenuti

La realizzazione della carta di pericolosità geologica comporta lo studio di quei fattori che possono influire direttamente o indirettamente sulla stabilità dei versanti. I fattori che potrebbero essere considerati sono molteplici, perciò risulta necessario effettuare una cernita in base alla loro importanza. I fattori selezionati in questo lavoro sono i seguenti: litologia, acclività e uso del suolo. Nell'ambito di ciascun fattore vengono in seguito attribuiti dei "pesi" numerici, che assumono valori decrescenti con l'aumentare dell'influenza del parametro considerato sull'instabilità.

Dopo aver proceduto alla assegnazione dei pesi per ogni parametro considerato, il metodo prevede di sovrapporre le varie carte tematiche e di sommare, per ogni singola areola, il valore di ogni singolo parametro. Tale valore rappresenta la propensione al dissesto della singola areola considerata. Tale operazione, può essere realizzata in ambiente G.I.S. (Geographic Information System).

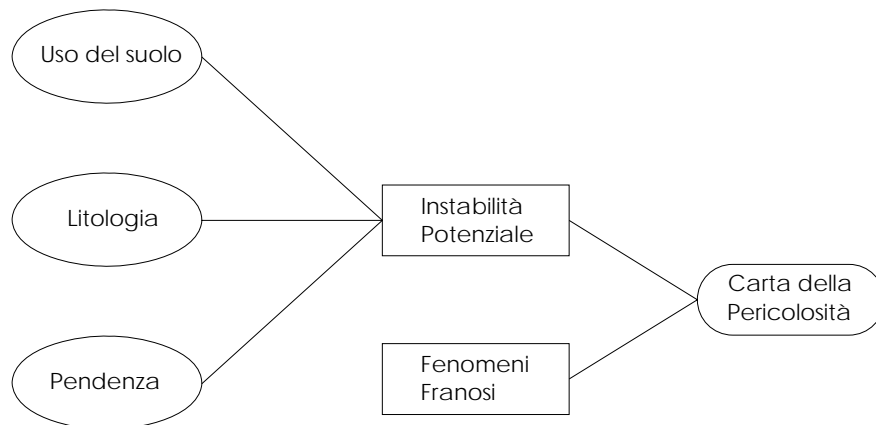


Fig. 5.1: Schematizzazione del processo di Overlay Mapping

La carta delle Pendenze

La carta delle pendenze è stata ottenuta mediante elaborazione in ambiente G.I.S. delle C.T.R. (Carte Tecniche Regionali). Come si può notare dal grafico sottostante, la maggior parte del territorio esaminato, presenta un'acclività superiore al 20% suddivisa quasi equamente tra le tre ultime classi. Le classi di pendenza inferiori sono localizzate esclusivamente nelle aree occupate dalle alluvioni e dalla superficie subpianeggiante a nord est di Gairo.

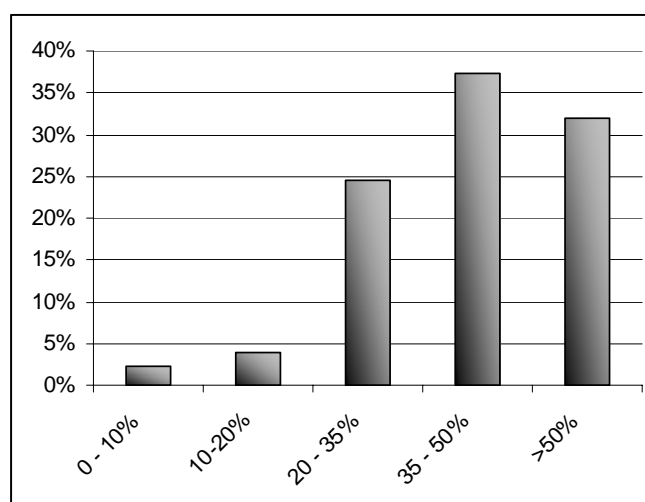


Fig. 5.2: Area percentualmente occupata dalle diverse classi di pendenza

I pesi assegnati alle diverse classi di pendenza sono identici a quelli proposti nel P.A.I. della Regione Sardegna.

	Pendenza	Peso assegnato
Classe I	0-10 %	2
Classe II	10-20 %	1
Classe III	20-35 %	0
Classe IV	35-50 %	-1
Classe V	>50 %	-2

Fig. 5.3: Pesi assegnati alle diverse classi di pendenza

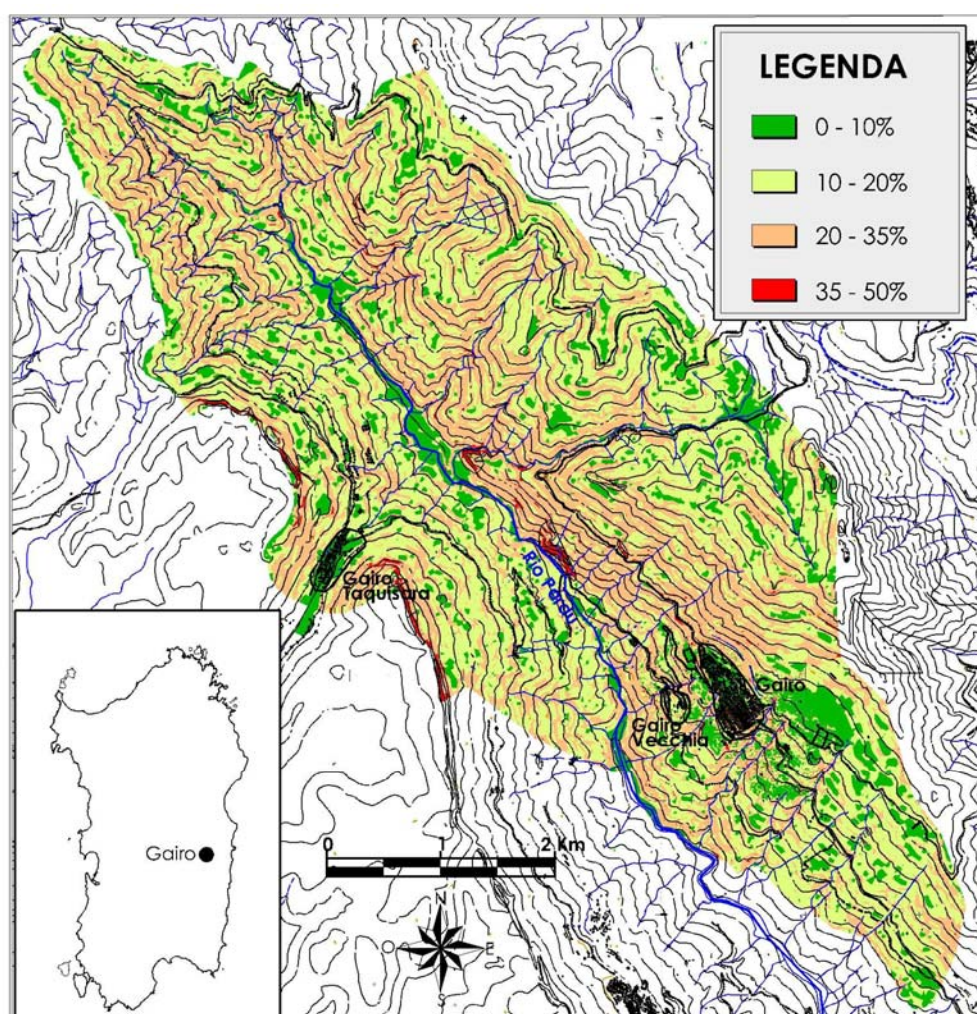


Fig. 5.4: Carta delle pendenze

La carta litologica

La carta litologica è stata ottenuta mediante elaborazione ed aggiornamenti di carte preesistenti. Come si può notare dal grafico di figura 5.5, su più del 50% del territorio esaminato sono presenti i litotipi ascrivibili agli *Scisti arenacei*; circa il 25% del territorio è occupato dal detrito di falda argilloso e dagli argilloscisti molto alterati. La parte restante del territorio esaminato è equamente suddivisa tra dolomie, alluvioni e detrito di falda calcareo, mentre i porfidi affiorano solo in due piccole aree.

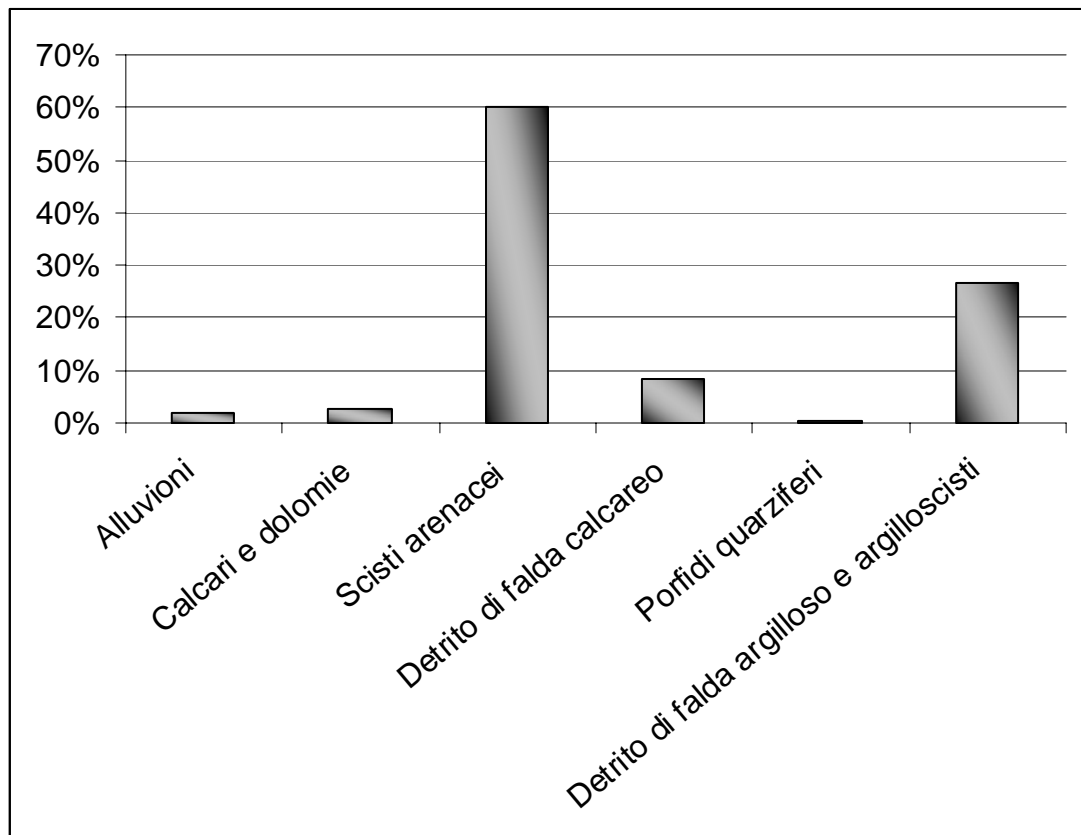


Fig. 5.5: Area percentualmente occupata dalle diverse litologie

I pesi sono stati assegnati alle diverse litologie in base alla loro predisposizione ad ingenerare fenomeni di dissesto.

Litologia	Peso assegnato
Alluvioni	4
Detrito di falda argilloso e argilloscisti	4
Porfidi quarziferi	6
Calcari e dolomie	7
Detrito di falda calcareo	4
Scisti arenacei	6

Fig. 5.6: Pesi assegnati alle diverse classi litologiche

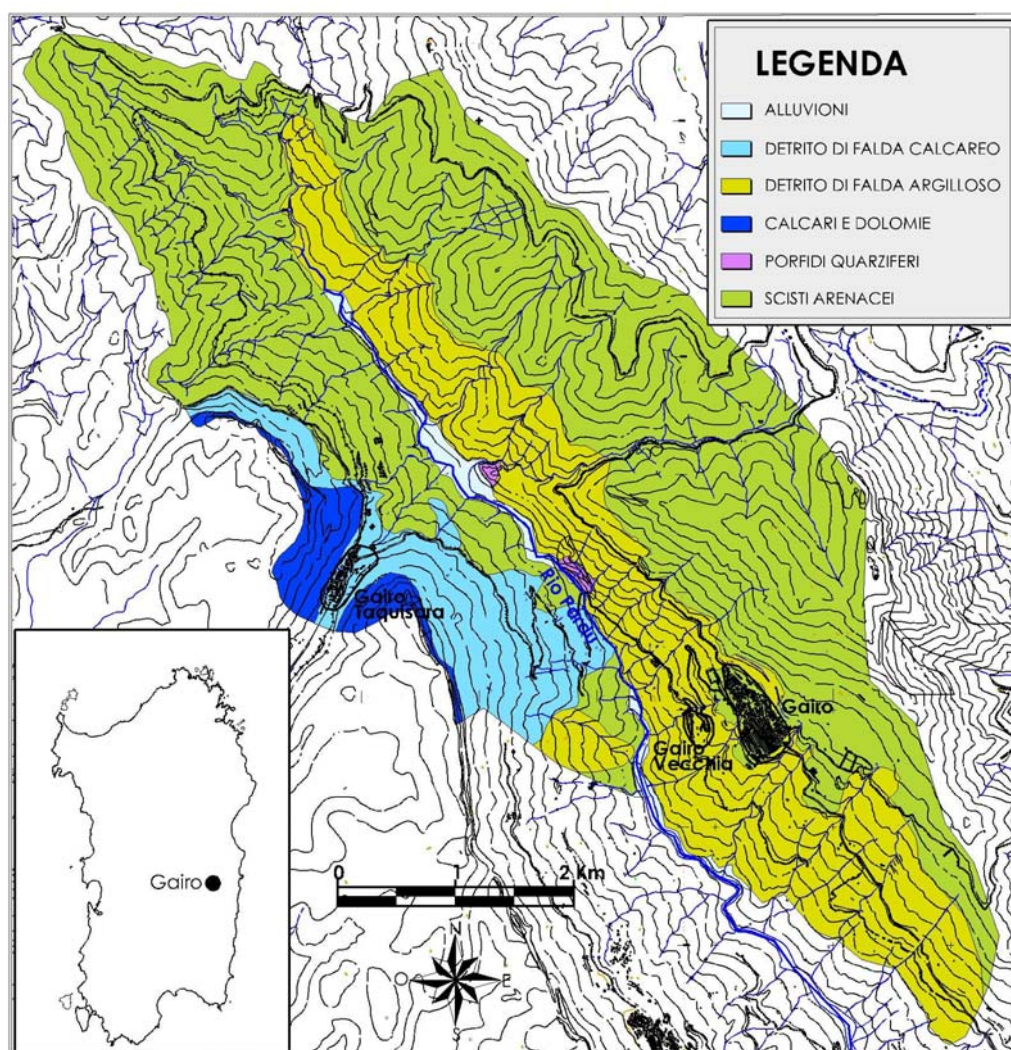


Fig. 5.7: Carta litotecnica

La carta dell'Uso del suolo

La carta dell'*Uso del suolo* è stata ottenuta mediante elaborazione ed aggiornamenti di carte preesistenti. La cartografia di base è la carta dell'Uso del suolo in scala 1:25000 prodotta dalla regione Sardegna nel 2003. Questa carta è stata modificata ed integrata con l'ausilio delle foto aeree e di altra cartografia tematica reperibile. Come si può notare dal grafico di figura 5.8, circa l'80% del territorio esaminato è coperto da boschi o da associazioni vegetali arbustive (macchia mediterranea e gariga); il restante 20% è equamente suddiviso tra seminativi, superfici rocciose nude, aree agricole e zone urbanizzate.

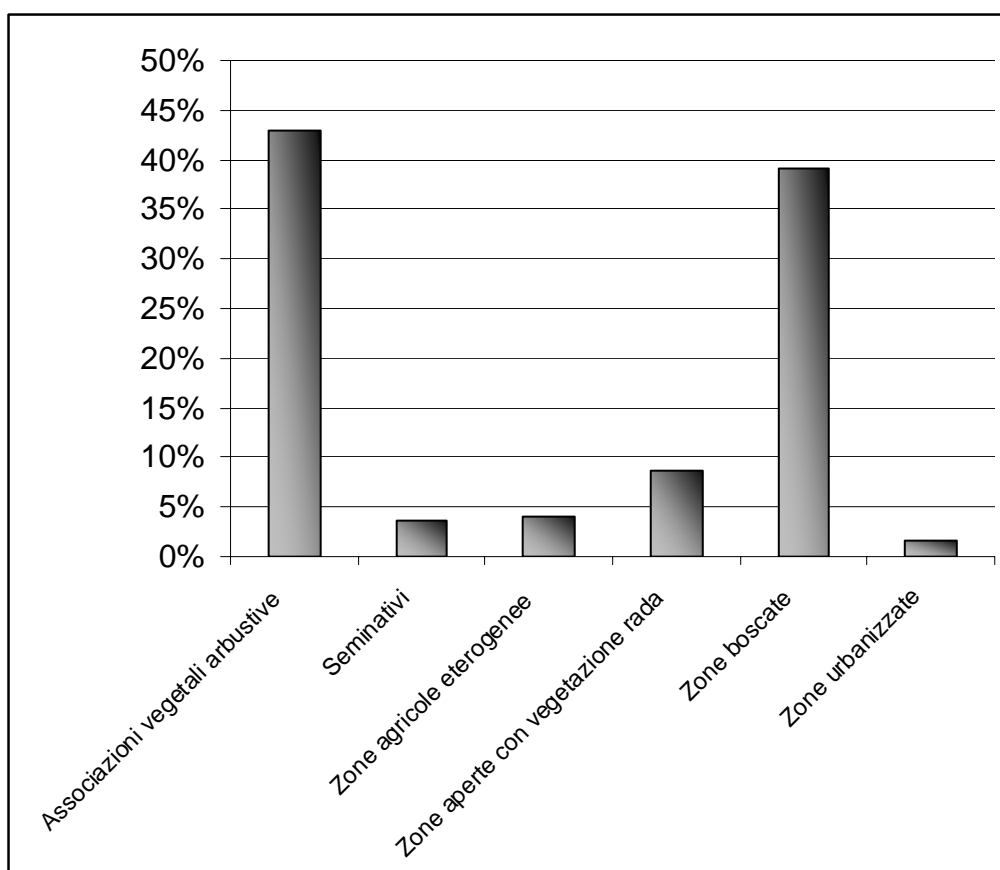


Fig. 5.8: Area percentualmente occupata dai diversi usi del suolo

I pesi sono stati assegnati alle diverse classi d'Uso del suolo in base alla loro predisposizione a dar luogo a fenomeni di dissesto.

Litologia	Peso assegnato
Associazioni vegetali arbustive	-1
Seminativi	-1
Zone agricole eterogenee	-1
Zone aperte con vegetazione rada	-2
Zone boscate	2
Zone urbanizzate	2

Fig. 5.9: Pesi assegnati alle diverse classi di uso del suolo

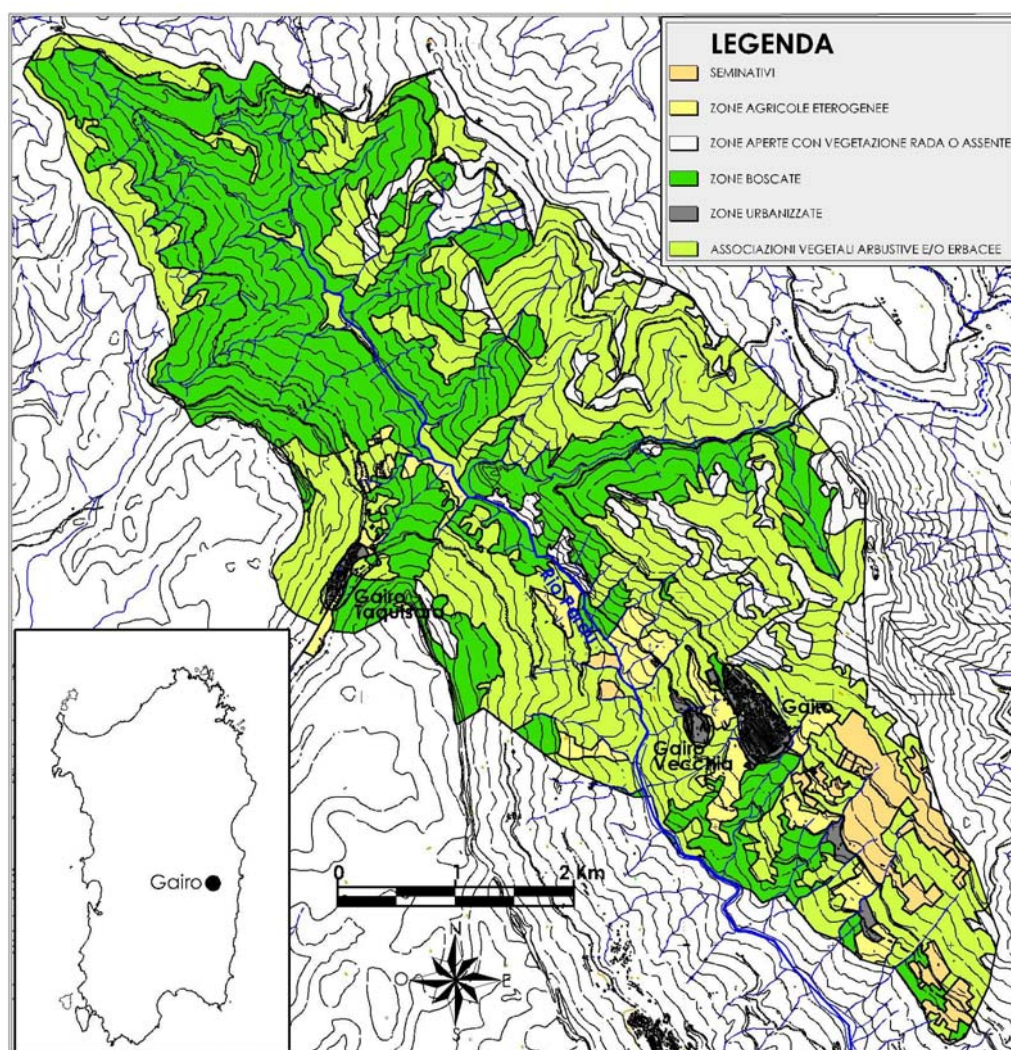


Fig. 5.10: Carta dell'Uso del suolo

Valutazione del grado d'instabilità potenziale dei versanti

Al termine del processo di assegnazione dei pesi ai fattori di suscettività franosa sono state effettuate le operazioni di *Overlay Mapping*; queste operazioni sono state implementate in ambiente G.I.S. tramite l'applicativo *Arcview 3.2*. Tutte le operazioni sono state realizzate in formato *Grid*, con celle aventi lato di 20 m. Il risultato di queste operazioni è la *carta dell'instabilità dei versanti*. La carta è stata ottenuta classificando in quattro classi i risultati della sommatoria dei pesi dei vari parametri per ogni singola cella.

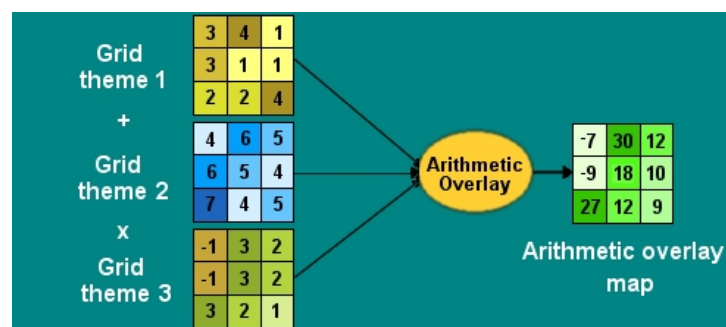


Fig. 5.11: Overlay Mapping da Arcview 3.2

Classe	Valore
Instabilità potenziale molto Alta	-3-1
Instabilità potenziale Alta	1-5
Instabilità potenziale Media	5-9
Instabilità potenziale Bassa	9-13

Fig. 5.12: Suddivisione in classi del risultato dell'Overlay Mapping

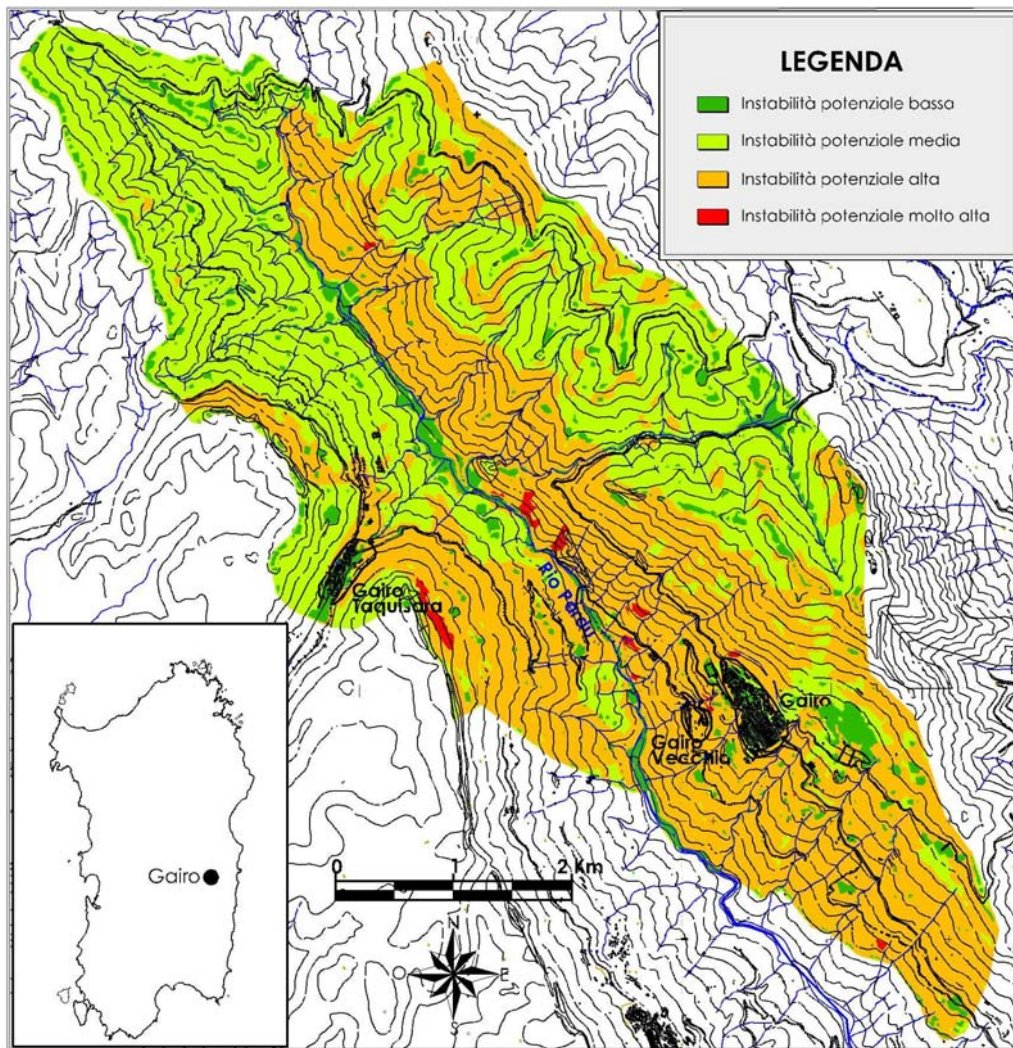


Fig. 5.13: Carta dell'Instabilità dei versanti con il metodo dell'Overlay mapping

Nella carta dell'instabilità dei versanti, le aree stabili corrispondono alle zone con pendenza inferiore al 20% e in parte alle aree occupate dagli Scisti arenacei e dalle litologie calcareo dolomitiche. Nella parte a sud est dell'abitato ad aggravare le condizioni di instabilità ha contribuito anche l'uso del suolo; infatti, quest'area è intensamente coltivata. Le aree ad instabilità media occupano i versanti con pendenze inferiori al 50%, con coperture boschive e/o arbustive, in cui sono affioranti gli scisti arenacei e le litologie calcareo dolomitiche; queste aree sono concentrate nella parte a nord est del bacino del rio Pardu ed in parte a nord dell'abitato di Gairo.

Per verificare i risultati dell'analisi, è stato effettuato l'incrocio tra la carta dell'instabilità dei versanti e la carta dei fenomeni franosi.

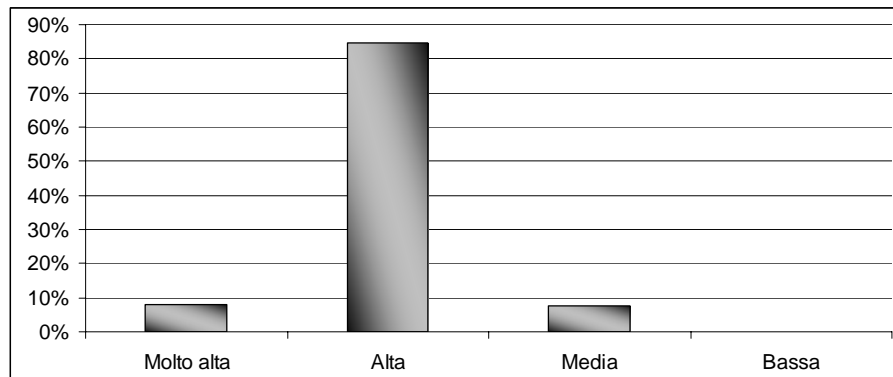


Fig. 5.14: Ripartizione percentuale tra le classi di pericolosità per le aree interessate da fenomeni franosi

- circa il 93% dell'area interessata dai fenomeni franosi è stata classificata dal metodo nelle classi di instabilità dei versanti *Alta* o *Molto alta*.

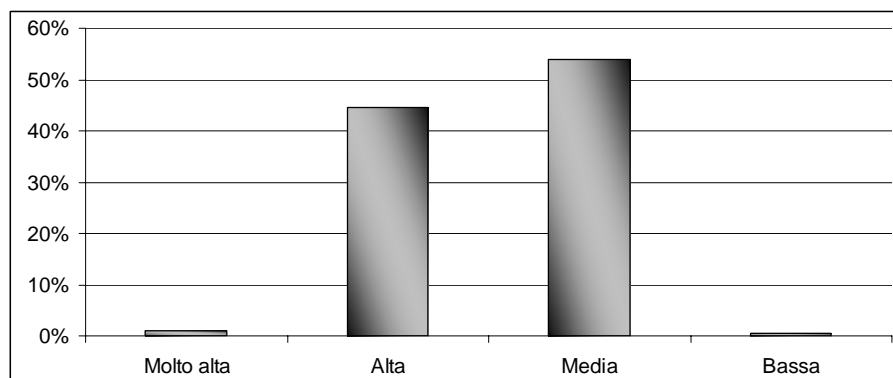


Fig. 5.15: Ripartizione percentuale tra le classi di pericolosità per le aree non interessate da fenomeni franosi

- circa il 54% dell'area non interessata dai fenomeni franosi è stata classificata dal metodo nelle classi di instabilità dei versanti *Alta* o *Molto alta*.

L'applicazione del metodo ha dato un risultato più che soddisfacente per quanto riguarda la individuazione delle aree interessate da fenomeni franosi, classificando le aree in cui essi ricadono quasi interamente in classe *Alta* o *Molto alta*. Tuttavia rimangono alcune perplessità sulla reale pericolosità di parte delle aree non in frana classificate come instabili; ciò induce a pensare che la suddivisione del risultato dell'Overlay Mapping in classi equidimensionali sia troppo prudentiale.

5.3 *Analisi con il metodo del Weight of evidence*

La parte teorica di questo metodo è stata ampiamente illustrata nei capitoli precedenti; in questo paragrafo sarà illustrata l'applicazione pratica della suddetta metodologia. Il metodo dei Weight of evidence è stato implementato mediante l'utilizzo del software ArcView 3.2 e dell'estensione ArcSDM (Spatial Data Modeller), sviluppata per il software da Kemp et al., 2001, scaricabile liberamente dal sito <http://ntserv.gis.nrcan.gc.ca/sdm/ARCSDM31/>. Tale estensione implementa alcuni dei modelli spaziali più comunemente utilizzati. Le metodologie statistiche, come quelle che utilizzano le reti neurali, necessitano di una condizione fondamentale per poter essere implementate:

- La presenza di fenomeni di dissesto nell'area esaminata e la loro esatta ubicazione cartografica.

Questa condizione è strettamente necessaria poiché è in base alla distribuzione territoriale delle frane presenti che il metodo calcola i pesi da assegnare alle singole classi di ogni parametro considerato. La cartografia dei fenomeni di dissesto presenti all'interno del bacino del rio Pardu è stata reperita dal progetto IFFI (Inventario dei Fenomeni Franosi in Italia) e da un lavoro svolto da Maxia et Al. (1972). Parte della cartografia è stata digitalizzata, georeferenziata ed integrata mediante osservazione delle ortofoto a colori del 2006.

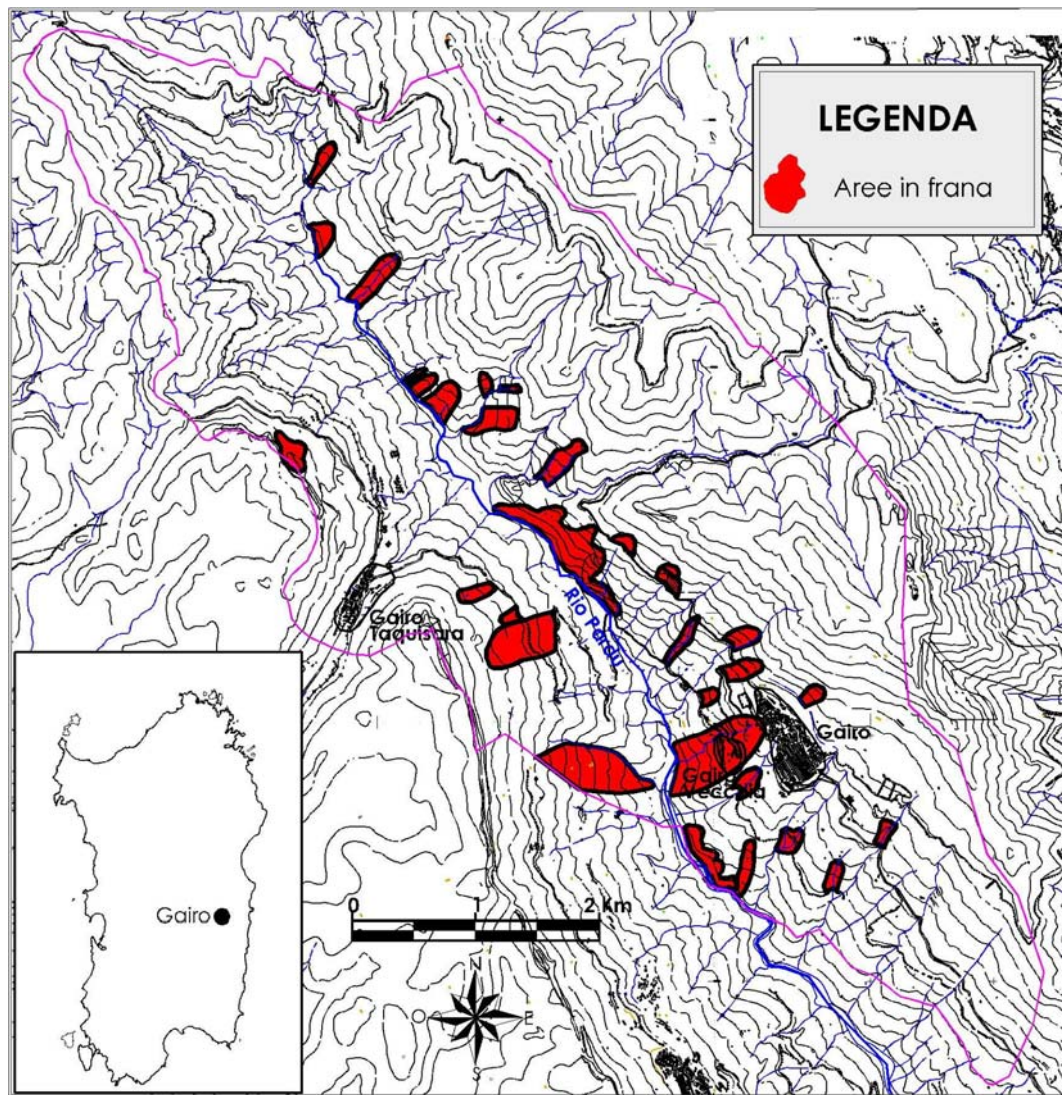


Fig. 5.16: Carta dei fenomeni franosi individuati dall'IFFI.

Al fine di testare l'affidabilità e le capacità predittive del metodo, si è deciso di calcolare l'influenza dei singoli parametri sui fenomeni d'instabilità analizzando un'area campione, ottenuta estraendo in maniera casuale circa l'un per cento del territorio analizzato, mantenendo nell'area campionata la stessa proporzione tra area in frana ed area totale esistente su tutto il territorio, pari a circa lo 0.063%, sono stati così creati due sotto insiemi, quello del training set e quello del validation set.

Piuttosto che dividere il territorio in due aree distinte, si è preferito campionarlo con piccole circonferenze sparse su tutto il territorio.

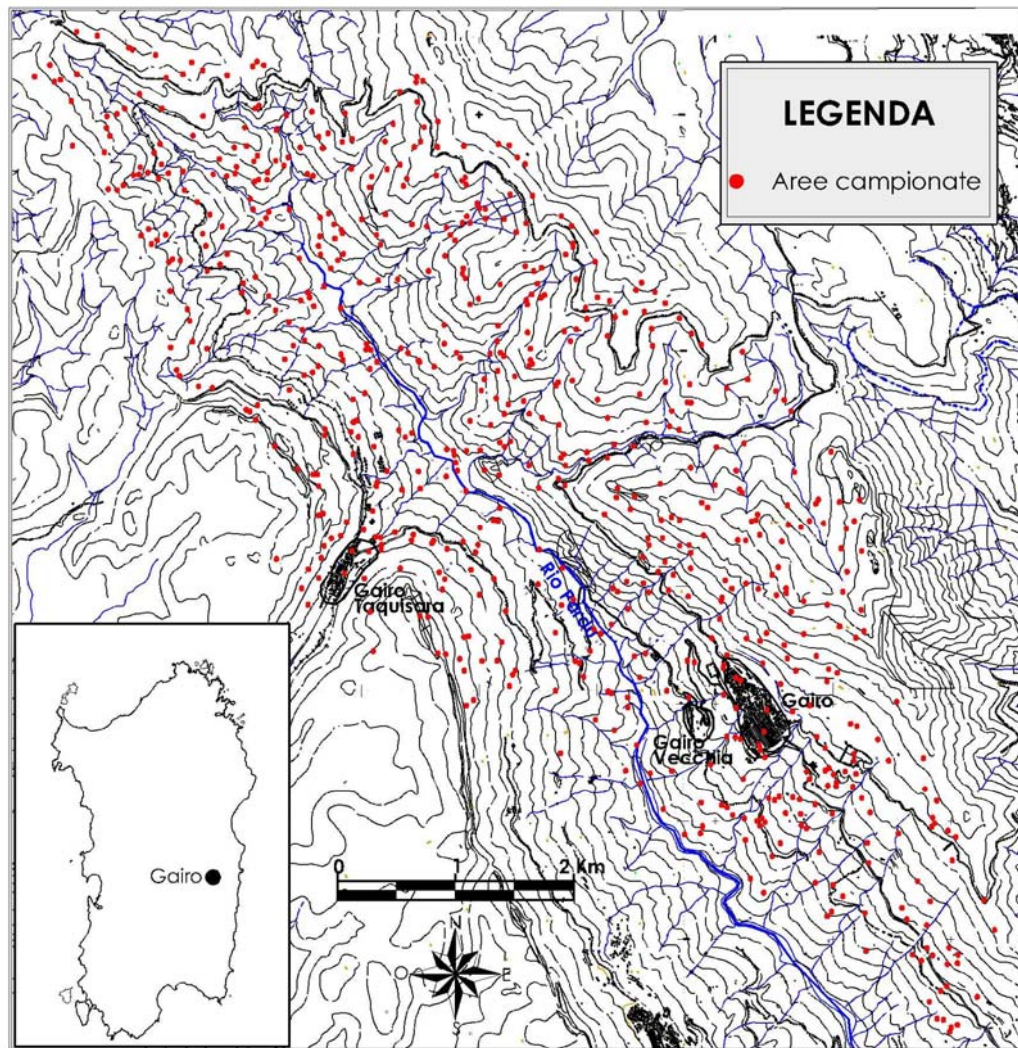


Fig. 5.17: Carta delle aree campionate per il calcolo dei pesi, training set.

Come si può vedere nella figura 5.17, il training set è composto dalla somma di tutte le aree indicate con i pallini rossi; la loro somma è inferiore al 1% del territorio totale analizzato e la distribuzione risulta abbastanza omogenea. Nel processo di estrazione si è tenuto conto delle caratteristiche morfometriche, litologiche e di uso del suolo, al fine di ottenere un campione che fosse realmente rappresentativo dell'area in studio. Sono esposti nei grafici che seguono le statistiche descrittive dei tre parametri considerati (Litologia, Uso del Suolo e Acclività). Si può facilmente vedere che le distribuzioni delle diverse classi di ogni singolo parametro considerato sono pressoché identiche tra "Area campionata (Training set) e area totale (Validation set).

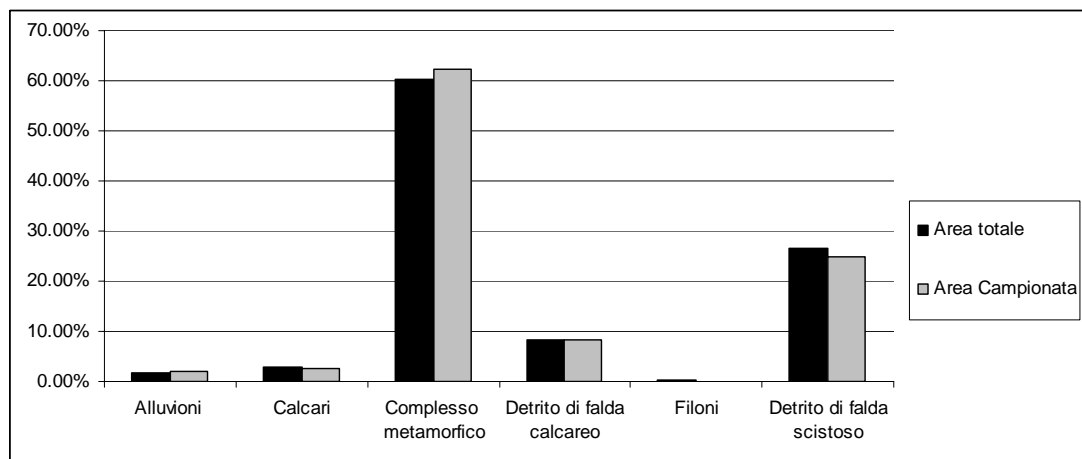


Fig. 5.18: Area di ogni singolo litotipo, espressa in percentuale sull'area totale

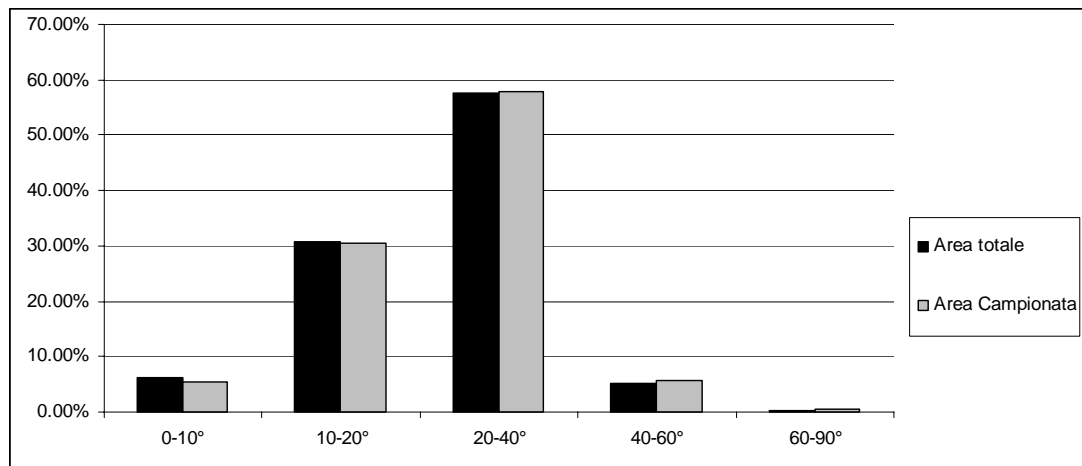


Fig. 5.19: Area di ogni singola classe di pendenza, espressa in percentuale sull'area totale

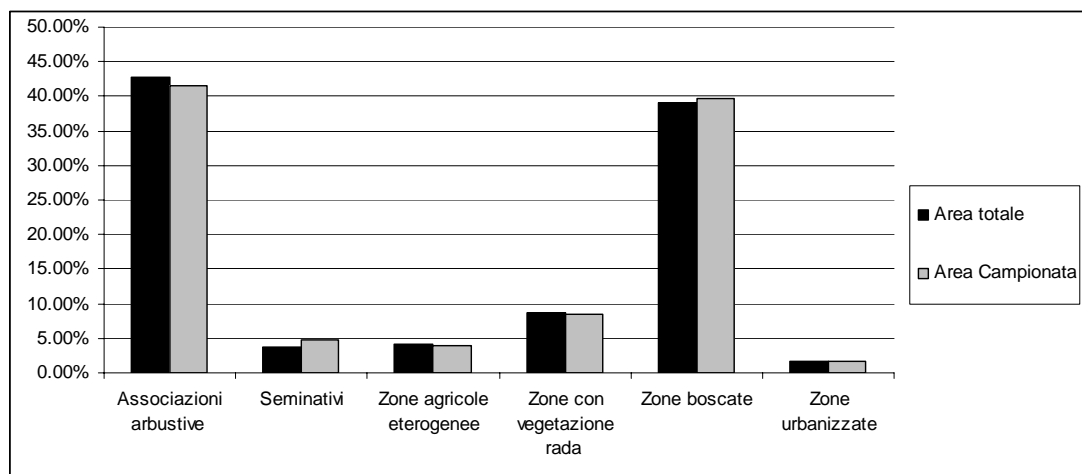


Fig. 5.20: Area di ogni singola classe di uso del suolo, espressa in percentuale sull'area totale

Il calcolo dei pesi

Anche per quanto riguarda questo caso in studio si è deciso di utilizzare solo tre tematismi di base per ottenere la carta dell'instabilità potenziale dei versanti:

- Litologia
- Uso del suolo
- Acclività

Si è deciso di utilizzare solo questi parametri, sia sulla base delle caratteristiche geologiche e geomorfologiche dell'area studiata, sia per semplificare il confronto tra i due metodi di valutazione dell'instabilità dei versanti.

La prima operazione eseguita è stata quella di suddividere il training set in due sottogruppi: quello delle aree che non presentavano fenomeni di dissesto e quello delle aree che presentavano fenomeni di dissesto: questa operazione, come tutte quelle svolte in seguito, è stata eseguita in ambiente G.I.S.

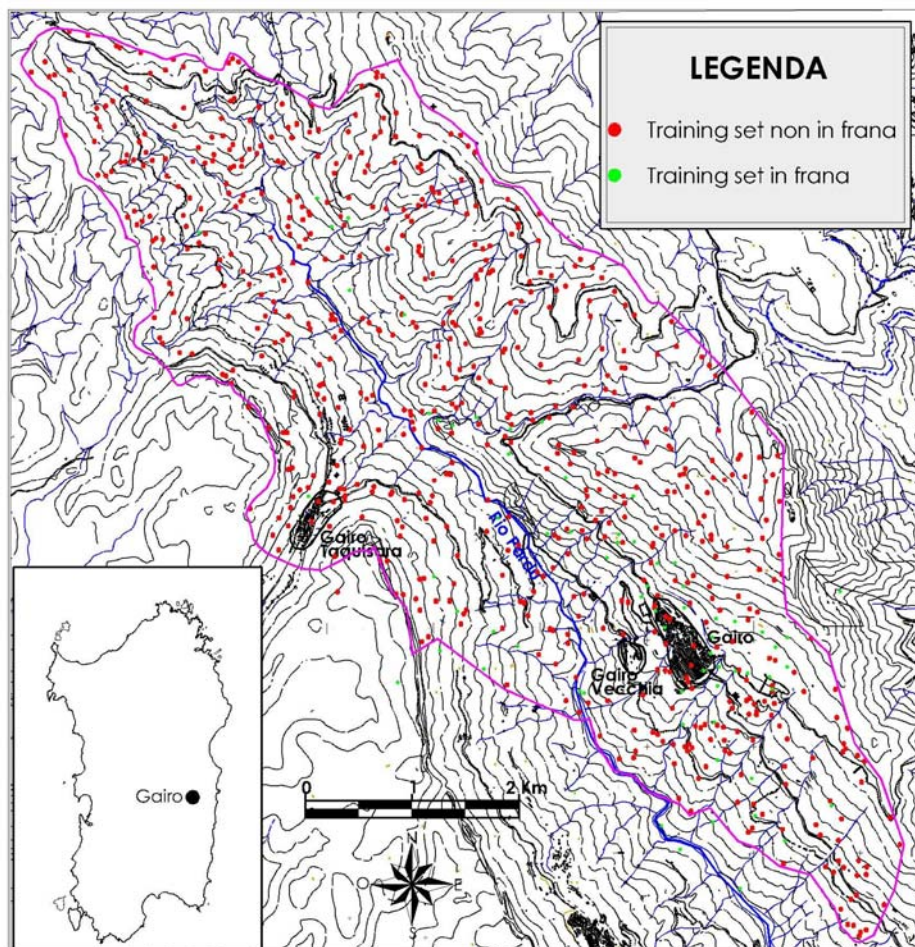


Fig. 5.21: Suddivisione del Training set in aree stabili ed instabili

Si è quindi proceduto all'analisi statistica dei vari parametri utilizzando gli algoritmi propri del metodo dei *Weight of evidence* ottenendo quindi i pesi da attribuire ad ogni classe di ogni singolo parametro. I pesi ottenuti sono stati sommati e tramite alcune trasformazioni è stata prodotta la carta dell'instabilità dei versanti. Il grafico sottostante visualizza questo processo.

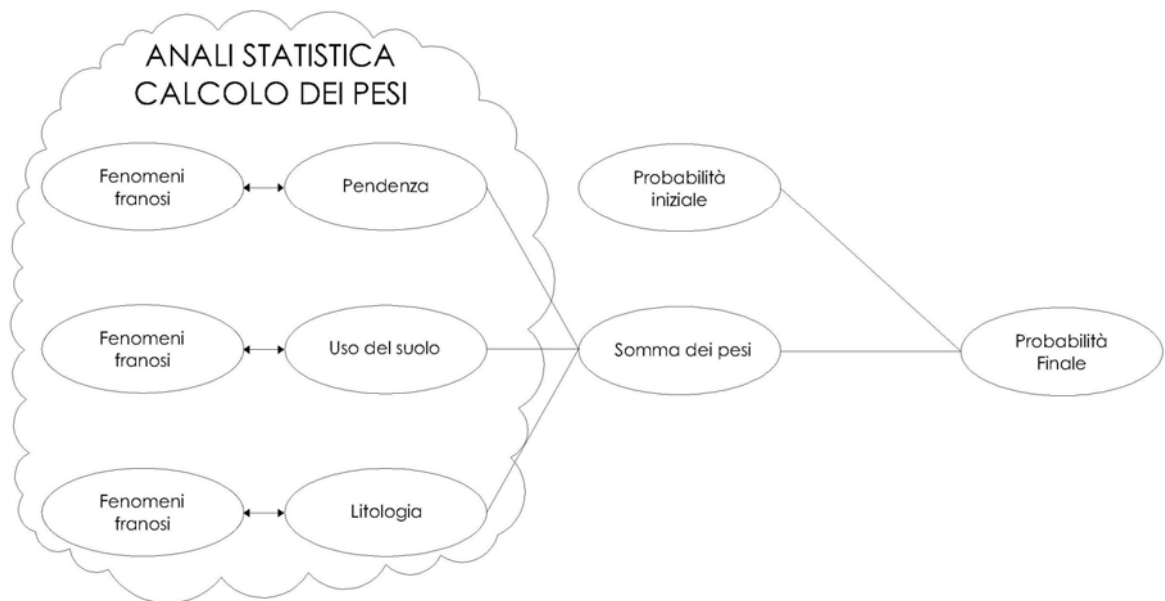


Fig. 5.22: Schematizzazione del processo del Weight of evidence

Nelle tabelle che seguono sono esposti i risultati di queste elaborazioni.

Classe	AREA Km ²	N° Frane	Peso +
Alluvioni recenti	0.0076	0	
Calcari	0.0109	1	-0.5935
Scisti arenacei	0.2494	27	-0.4242
Detrito di falda calcareo	0.0326	7	0.2950
Filoni	0.0004	1	4.4843
Detrito di falda argilloso e scisti argillosi	0.0988	29	0.6327

Fig. 5.23: Risultato del calcolo dei pesi per il fattore litologia

Anche una rapida analisi di questi risultati mette subito in evidenza alcuni aspetti particolari di questa metodologia:

- 1) L'assenza di aree in frana nell'area del training set occupata dalle alluvioni rende impossibile il calcolo del loro peso.
- 2) La presenza di una sola frana nell'area del training set occupata dai filoni comporta che il peso a loro assegnato sia molto alto, in quanto l'area occupata da questa formazione è molto piccola.

Queste due *anomalie* sono imputabili al fatto che queste due litologie occupano aree molto piccole rispetto all'estensione del bacino.

Osservando i pesi assegnati alle altre formazioni, possiamo notare che il detrito di falda argilloso è quello che ha ottenuto la correlazione migliore con i fenomeni franosi; la formazione calcareo-dolomitica è quella che ha ottenuto il peso più basso, e ciò era prevedibile alla luce delle ottime caratteristiche meccaniche di questi litotipi. Gli scisti arenacei hanno ottenuto un peso solo leggermente superiore a quello dei calcari. Dal punto di vista meccanico i due litotipi, scisti arenacei e calcari sono molto diversi: gli scisti presentano infatti un grado di fratturazione e di alterazione sicuramente maggiore di quello della formazione calcareo-dolomitica. Le analisi statistiche non evidenziando invece queste caratteristiche sembrano sottostimare il peso assegnato ai litotipi.

Nella tabella che segue vengono esposti i risultati dell'analisi per quanto riguarda il parametro Uso del Suolo.

Classe	AREA Km ²	N° Frane	Peso +
Associazioni vegetali arbustive e/o erbacee	0.1656	29	0.0780
Seminativi	0.0187	0	
Zone agricole eterogenee	0.0160	2	-0.2776
Zone aperte con vegetazione rada o assente	0.0338	11	0.7465
Zone boscate	0.1587	22	-0.1672
Zone urbanizzate	0.0069	1	-0.1142

Fig. 5.24: Risultato del calcolo dei pesi per il fattore Uso del suolo

Anche una rapida analisi di questi risultati mette subito in evidenza alcuni aspetti particolari di questa metodologia.

- 1) L'assenza di aree in frana nell'area del training set occupata dai seminativi rende impossibile il calcolo del loro peso.
- 2) La minuscola area occupata dalle "Zone agricole eterogenee" rende molto aleatorio il peso calcolato per questa classe.
- 3) Il peso calcolato per le "Zone aperte con vegetazione rada o assente", è il più alto di tutti e concorda con l'ipotesi che le zone prive di una copertura vegetale sufficientemente sviluppata sono più predisposte ad essere interessate da fenomeni di dissesto.
- 4) Il peso calcolato per le "Zone boscate" è uno dei più bassi calcolati e concorda con l'ipotesi che le zone in cui la copertura vegetale è sufficientemente sviluppata sono meno predisposte ad essere interessate da fenomeni di dissesto.
- 5) Non sembra vi sia una relazione tra la presenza delle aree antropizzate e il manifestarsi dei fenomeni franosi. Questa conclusione, perlomeno per quanto riguarda le strade, non sembra corretta; infatti, sono numerosi i fenomeni franosi che hanno interessato le vie di comunicazioni presenti all'interno dell'area in studio. Lo studio delle caratteristiche e delle modalità di innesco di questi fenomeni ha messo in evidenza che la presenza delle strade, e soprattutto, i lavori connessi con la loro apertura e la loro manutenzione, ha aggravato le condizioni di instabilità delle aree contermini.

Il calcolo dei pesi del parametro "Acclività dei versanti" ha comportato delle difficoltà superiori rispetto a quello delle altre variabili; infatti, la natura continua di questo parametro non consente una sua elaborazione immediata, in quanto sono infiniti i valori che questa variabile può assumere all'interno del suo intervallo di definizione. Per ovviare a questo inconveniente, risulta necessaria la discretizzazione in un numero n di classi dell'intervallo di esistenza della variabile stessa; questa operazione comporta la definizione del numero di classi e dei loro limiti. Si è deciso di effettuare numerosi tentativi al fine di trovare la miglior

correlazione tra il parametro "Acclività dei versanti" e i fenomeni franosi. Nella prossima tabella saranno esposti i risultati delle analisi.

Classe	AREA Km ²	N° Frane	Peso +
0-10°	0.0218	1	-1.3003
10-20°	0.1220	10	-0.7105
20-40°	0.2307	44	0.1674
40-60°	0.0226	9	0.9713
60-90°	0.0024	1	1.0328

Fig. 5.25: Risultato del calcolo dei pesi per il fattore Pendenza

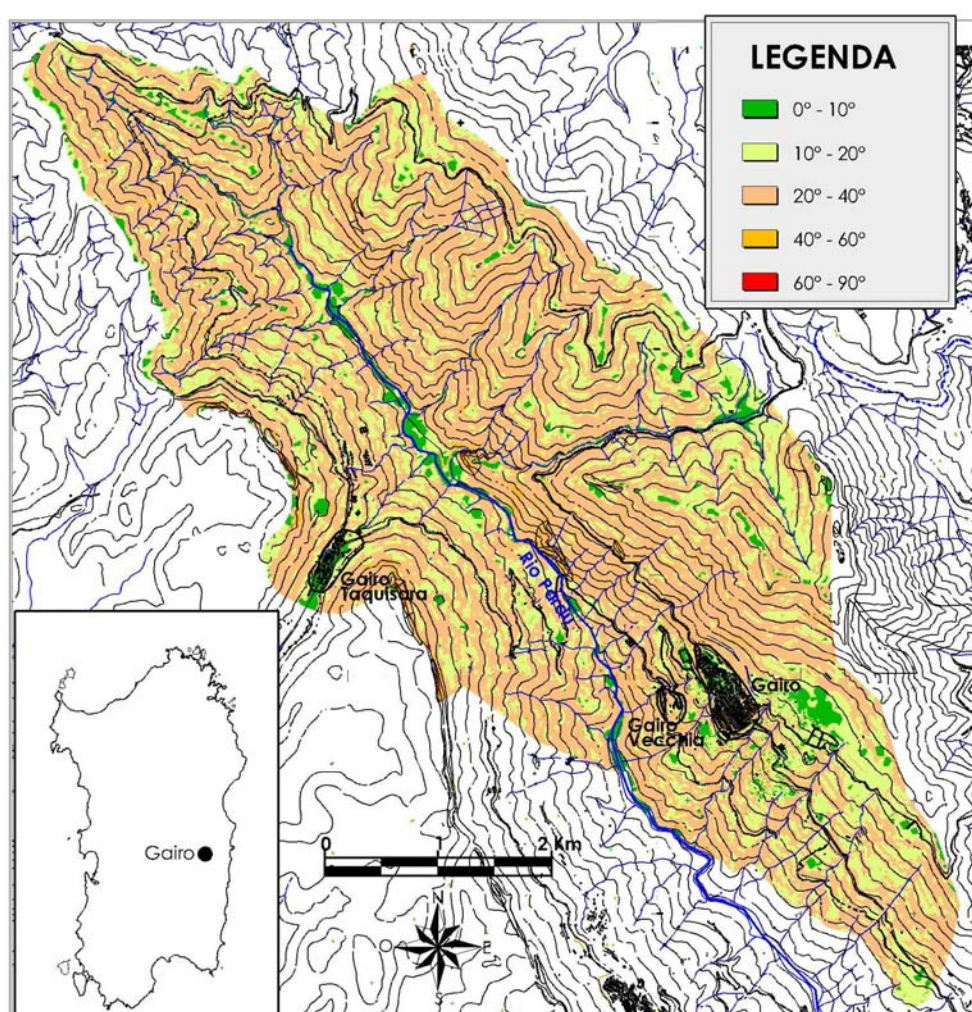


Fig. 5.26: Carta delle pendenze utilizzata per il calcolo dei pesi

Dai risultati dell'analisi si evince che per pendenze comprese tra 10° e 20° la correlazione tra acclività e franosità è negativa, mentre generalmente nella maggior parte dei lavori consultati in letteratura per pendenze comprese tra 10° e 20° è positiva. Questo fatto è spiegabile considerando che al cambiare delle caratteristiche geomorfologiche e litologiche dell'area considerata, cambia il valore dell'angolo di inclinazione minimo del versante, necessario affinché un certo fenomeno franoso possa innescarsi.

La suddivisione che è stata adottata è corretta da un punto di vista logico, in quanto all'aumentare della pendenza la correlazione con i fenomeni franosi è maggiore; infatti, a parità di altre condizioni, all'aumentare dell'angolo di inclinazione del pendio il rapporto tra forze resistenti e forze destabilizzanti diminuisce. Altri lavori consultati non sono pervenuti ai medesimi risultati; ad esempio le tabelle sottostanti, estratte dai lavori di Chang-Jo F. Chung and Yvon Leclerc (1995), T. Y. Duman, T. Can, C. Gokceoglu, e H. A. Nefeslioglu (2005) e Kelarestaghi A. (2003), riportano i "Pesi" calcolati per il parametro pendenza. In tutti e tre i lavori non vi è un rapporto direttamente proporzionale tra l'aumento della pendenza e i fenomeni franosi; questo è illogico da un punto di vista meccanico.

Table 2. The earned weights for factors classes in valuing area accumulation method.

Geologic factor		Land use factor		Rainfall factor		Distance from road factor		Slope factor		Distance from fault factor		Altitude factor	
class	weight	class	weight	class	weight	class	weight	class	weight	class	weight	class	weight
1	94.4	1	-32.2	1	224.3	1	80.4	1	25.4	1	29.4	1	562.4
2	975.5	2	-6.4	2	95.4	2	77.4	2	56.4	2	20.4	2	97.4
3	21.1	3	143.7	3	-44.2	3	44.4	3	29.4	3	13.4	3	21.9
4	-33.9	4	12.8	4	-33.7	4	32.9	4	-27.6	4	-57.6	4	-61.3
5	42.4	5	1089	5	-33.8	5	-6.6	5	-79.6			5	-36.3
6	-67.6	6	-1	6	-66.8	6	-46.6					6	25.8
												7	-70.3
												8	-70.7

Fig. 5.27: Tratto da Kelarestaghi A. (2003)

Table 2. Favourability Values of Slope Classes.

<i>SLOPE CLASS degrees</i>	<i># PIXELS</i>	<i># LANDSLIDE OCCURRENCES</i>	<i>CERTAINTY FACTOR</i>
0-9	168691	768	-0.644901
10-19	110363	1121	-0.205522
20-29	90429	1789	0.356865
30-39	44987	1125	0.492544
40-49	16122	381	0.462661
50-59	4424	391	0.860952
60-69	857	4	-0.635718
70-79	594	1	-0.868769
80-89	552	0	-1.000000

Fig. 5.28: Tratto da Chang-Jo F. Chung and Yvon Leclerc (1995)

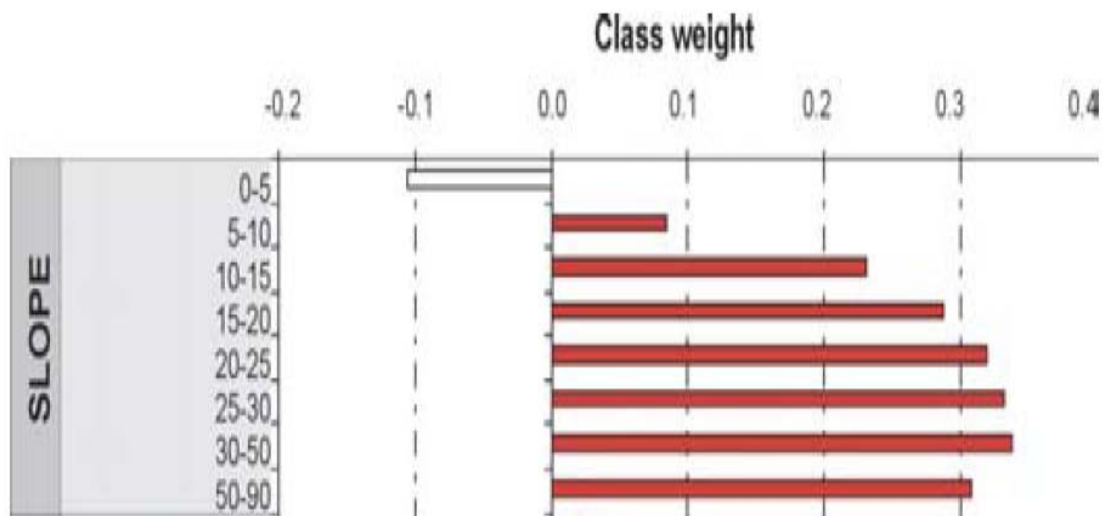


Fig. 5.29 Tratto da: T. Y. Duman, T. Can, C. Gokceoglu, e H. A. Nefeslioglu (2005)

I pesi del parametro acclività sono stati anche calcolati suddividendo la carta delle pendenze in classi uguali a quelle utilizzate nella valutazione di instabilità con il metodo dell'Overlay Mapping. Nella tabella che segue si possono vedere i risultati di questa prova.

Classe	AREA Km ²	N° Frane	Peso +
0 - 10%	24.25	0	
10-20%	36	1	-0.8507
20 - 35%	239.25	9	-0.5373
35 - 50%	376.5	14	-0.5494
> 50%	328.75	39	0.6991

Fig. 5.30: Risultato del calcolo dei pesi per il fattore Pendenza con le stesse classi utilizzate nel metodo dell'Overlay mapping

Come si può facilmente osservare nella tabella precedente, questa suddivisione mal si adatta all'area in studio; infatti, per la prima classe di pendenza non è stato calcolato il peso in quanto all'interno dell'area occupata dal training set, per quella classe, non ricadevano fenomeni franosi. La correlazione è negativa per tutte le classi e solo l'ultima presenta una correlazione positiva. Il peso che è stato calcolato per la classe >50% è comunque inferiore a quello calcolato con la suddivisione adottata precedentemente e ciò è un'ulteriore prova che la suddivisione scelta precedentemente meglio si adatta rispetto a quella utilizzata per il metodo dell'Overlay Mapping.

La carta dell'instabilità potenziale dei versanti

Dopo aver effettuato il calcolo dei pesi per tutte le classi di ogni singolo parametro considerato, si è provveduto ad assegnare ad ogni singola U.C.U. dell'area studiata i valori dei pesi delle classi presenti.

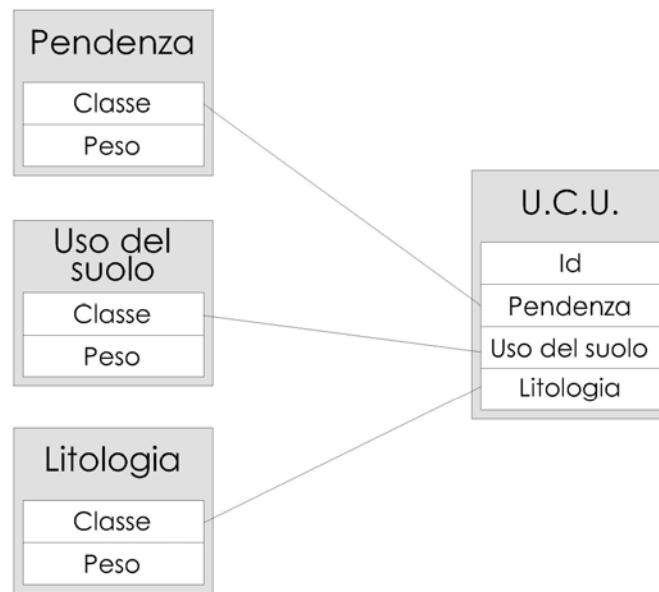


Fig. 5.31: Schema del processo di assegnazione dei pesi per ogni singola U.C.U.

U.C.U.								
Id	Pendenza	Peso pendenza	Uso del suolo	Peso uso del suolo	Litologia	Peso litologia	Somma pesi	Probabilità finale
1	0-10°	-1.3003	Zone boscate	-0.1672	Scisti arenacei	-0.4242	-1.8917	0.01007
2	20-40°	0.1674	Zone urbanizzate	-0.1142	Detrito di falda argilloso	0.6327	0.6859	0.09487
3	60-90°	1.0328	Vegetazione rada	0.7465	Detrito di falda calcareo	0.29	2.069	0.29585

Fig. 5.32: Schema del processo di calcolo della probabilità per ogni singola U.C.U.

Al termine di questa operazione, è stato possibile visualizzare la Carta dell'instabilità potenziale dei versanti ottenuta con il metodo del *Weight of evidence*. Per una sua corretta visualizzazione e per poterla confrontare con quella ottenuta con il metodo dell'Overlay Mapping, si è deciso di suddividere la probabilità in quattro classi. Gli intervalli di ogni classe non sono stati scelti arbitrariamente, ma sulla base del grafico esposto nella figura 5.34.

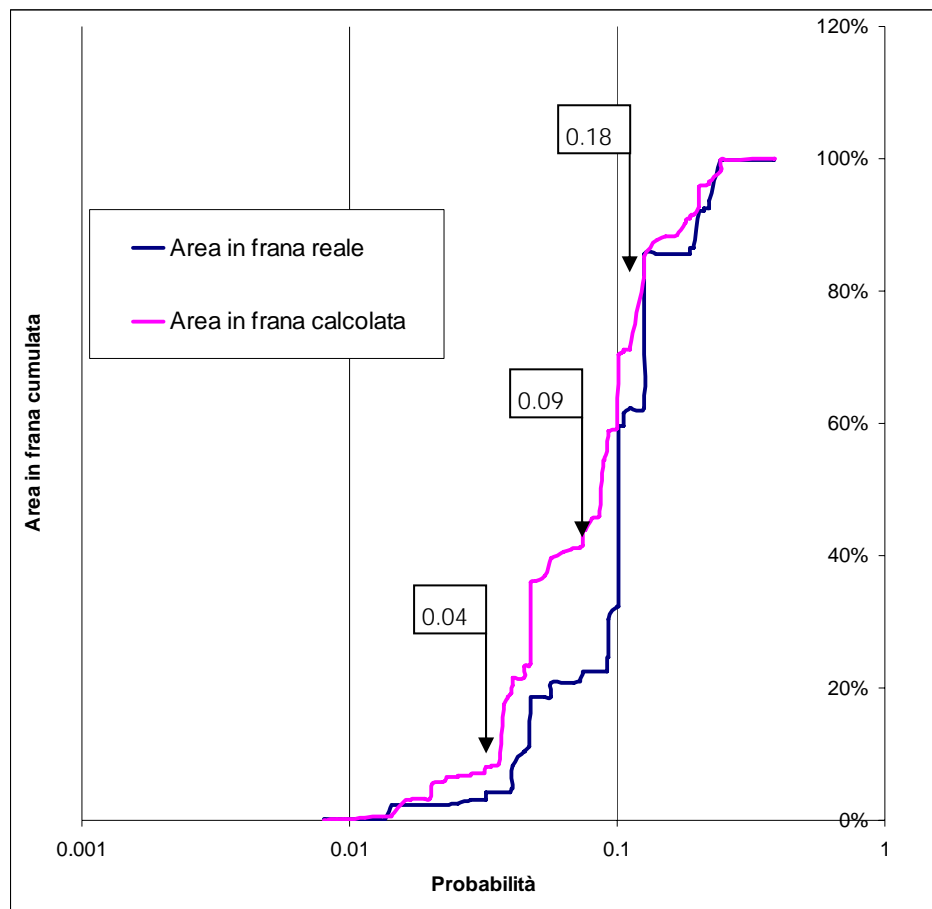


Fig. 5.34: Relazione tra probabilità di frana e area in frana, reale e calcolata

Nel grafico possiamo notare facilmente come le due curve, quella calcolata e quella reale, siano molto simili. Un'altra cosa facilmente individuabile all'interno del grafico sono le brusche variazioni di pendenza di ambedue le curve in corrispondenza dei valori di probabilità evidenziati; proprio in corrispondenza di questi punti sono stati posti i limiti tra le classi nella suddivisione dei risultati.

Classe	Valore
Instabilità dei versanti molto Alta	0.18 - 1
Instabilità dei versanti Alta	0.09 - 0.18
Instabilità dei versanti Media	0.04 - 0.09
Instabilità dei versanti Bassa	0 - 0.04

Fig. 5.35: Suddivisione in classi del risultato del Weight of evidence

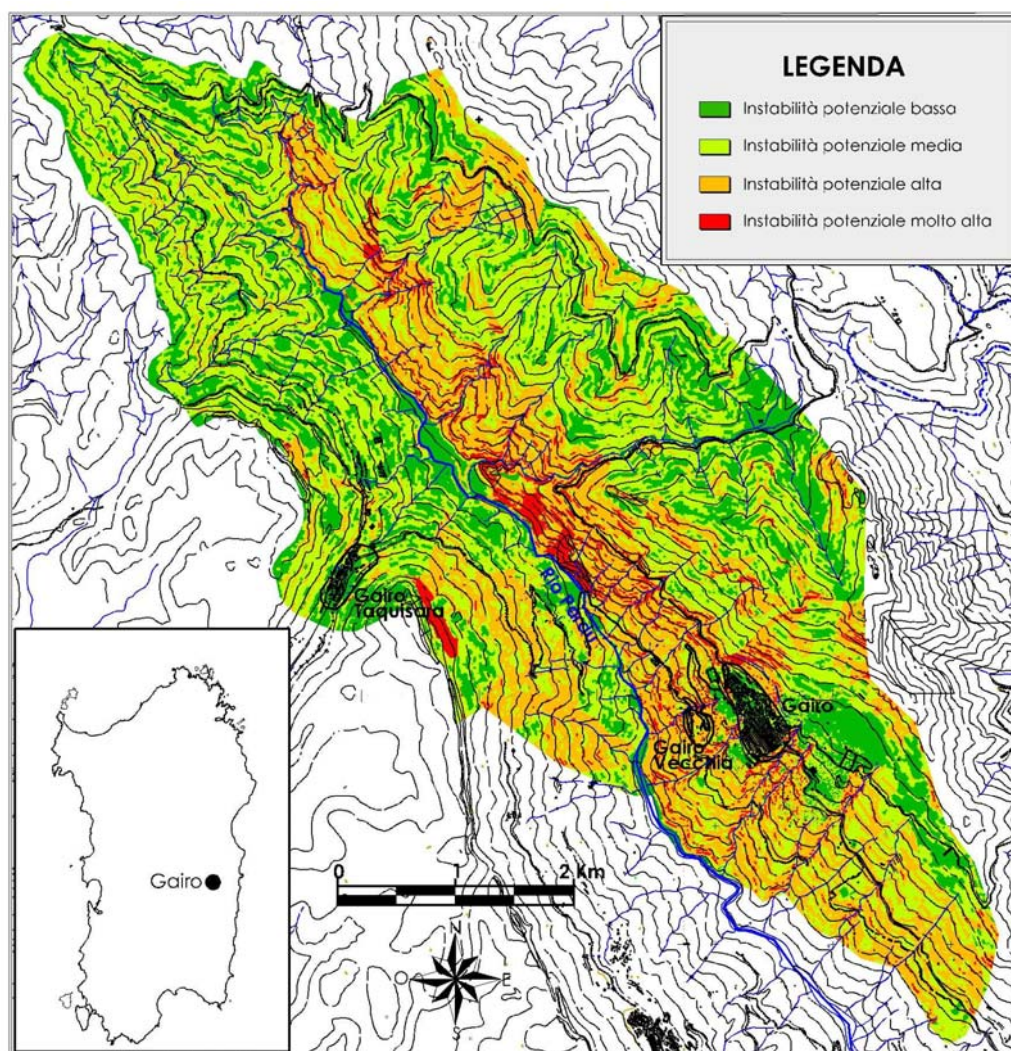


Fig. 5.36: Carta dell'Instabilità dei versanti con il metodo del Weight of evidence

Nella carta dell'instabilità dei versanti realizzata con il metodo del Weight of Evidence le aree stabili corrispondono alle aree con pendenza inferiore ai 20°, e in parte alle aree occupate dagli Scisti arenacei e dalle litologie calcareo-dolomitiche. Le aree ad instabilità media occupano i versanti con coperture boschive e/o arbustive, in cui sono affioranti gli scisti arenacei e le litologie calcareo-dolomitiche; queste aree sono concentrate nella parte a nord-est del bacino del rio Pardu ed in parte a nord dell'abitato di Gairo. Le aree a pericolosità Alta e Molto Alta sono concentrate dove sono presenti le litologie scistose argillificate e i detriti di falda argillosi e carbonatici. Il risultato appare chiaramente molto frazionato in quanto l'alternanza tra una classe e l'altra è frequente su quasi tutta l'area in studio.

Per verificare i risultati dell'analisi, è stato effettuato l'incrocio tra la carta dell'instabilità dei versanti e la carta dei fenomeni franosi.

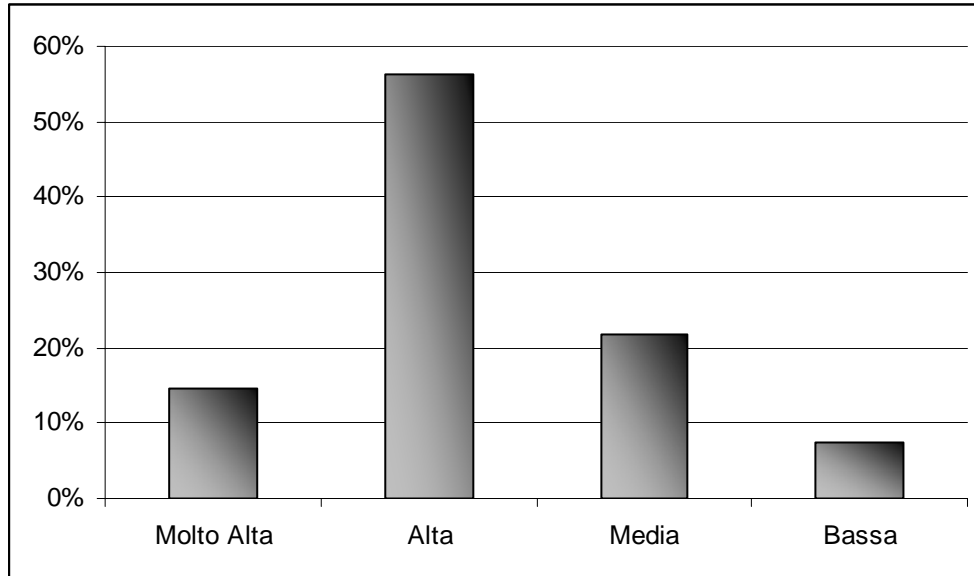


Fig. 5.37: Ripartizione percentuale tra le classi per le aree interessate da fenomeni franosi

- Circa il 71% dell'area interessata dai fenomeni franosi è stata classificata dal metodo nelle classi di instabilità dei versanti *Alta* o *Molto alta*.

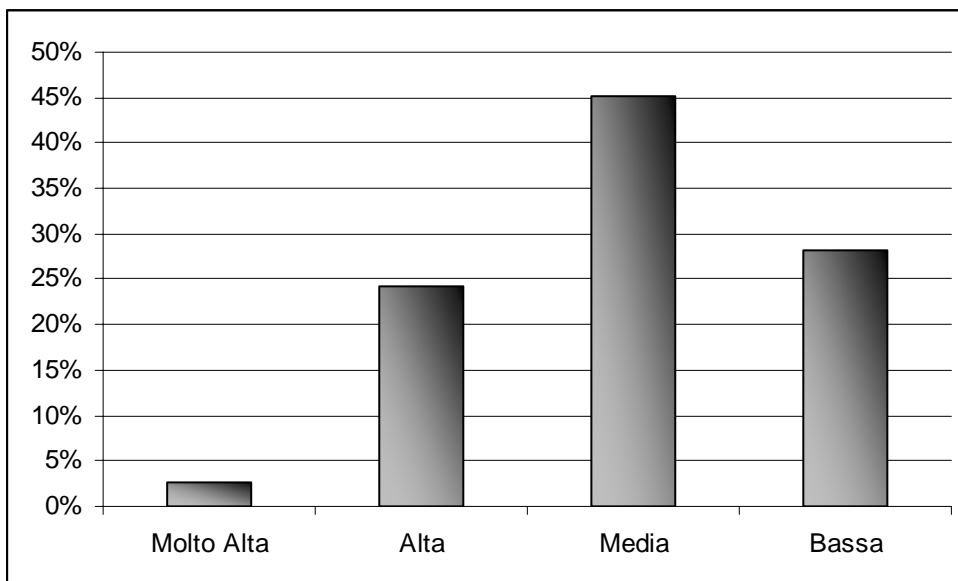


Fig. 5.38: Ripartizione percentuale tra le classi per le aree non interessate da fenomeni franosi

A differenza dell'Overlay mapping, il metodo del Weight of evidence non sembra sovrastimi la pericolosità delle aree non interessate in passato da fenomeni franosi.

5.4 Analisi con il metodo delle Reti Neurali

La parte teorica di questo metodo è stata ampiamente illustrata nei capitoli precedenti; in questo paragrafo sarà illustrata l'applicazione pratica della suddetta metodologia. Il metodo delle reti neurali è stato implementato su *Matlab*, mediante un codice di calcolo programmato da Barbieri G., Barbieri S., Cambuli P. (2006).

Questo algoritmo per essere implementato necessita di una condizione fondamentale:

- La presenza di fenomeni di dissesto e la loro esatta ubicazione cartografica.
- La presenza di aree sicuramente stabili e la loro esatta ubicazione cartografica.

Questa condizione è strettamente necessaria, poiché è in base alla distribuzione territoriale delle frane presenti e delle aree sicuramente stabili che il metodo calcola i pesi da assegnare alle singole classi di ogni parametro considerato. La cartografia dei fenomeni di dissesto presenti all'interno del bacino del rio Pardu è stata reperita dal progetto IFFI (Inventario dei Fenomeni Franosi in Italia) e da un lavoro svolto da Maxia et Al. (1972). Parte della cartografia è stata digitalizzata, georeferenziata ed integrata mediante osservazione delle ortofoto a colori del 2006. La cartografia delle aree sicuramente stabili è stata ottenuta estraendo dal risultato dell'Overlay Mapping tutte le aree classificate in classe di instabilità bassa.

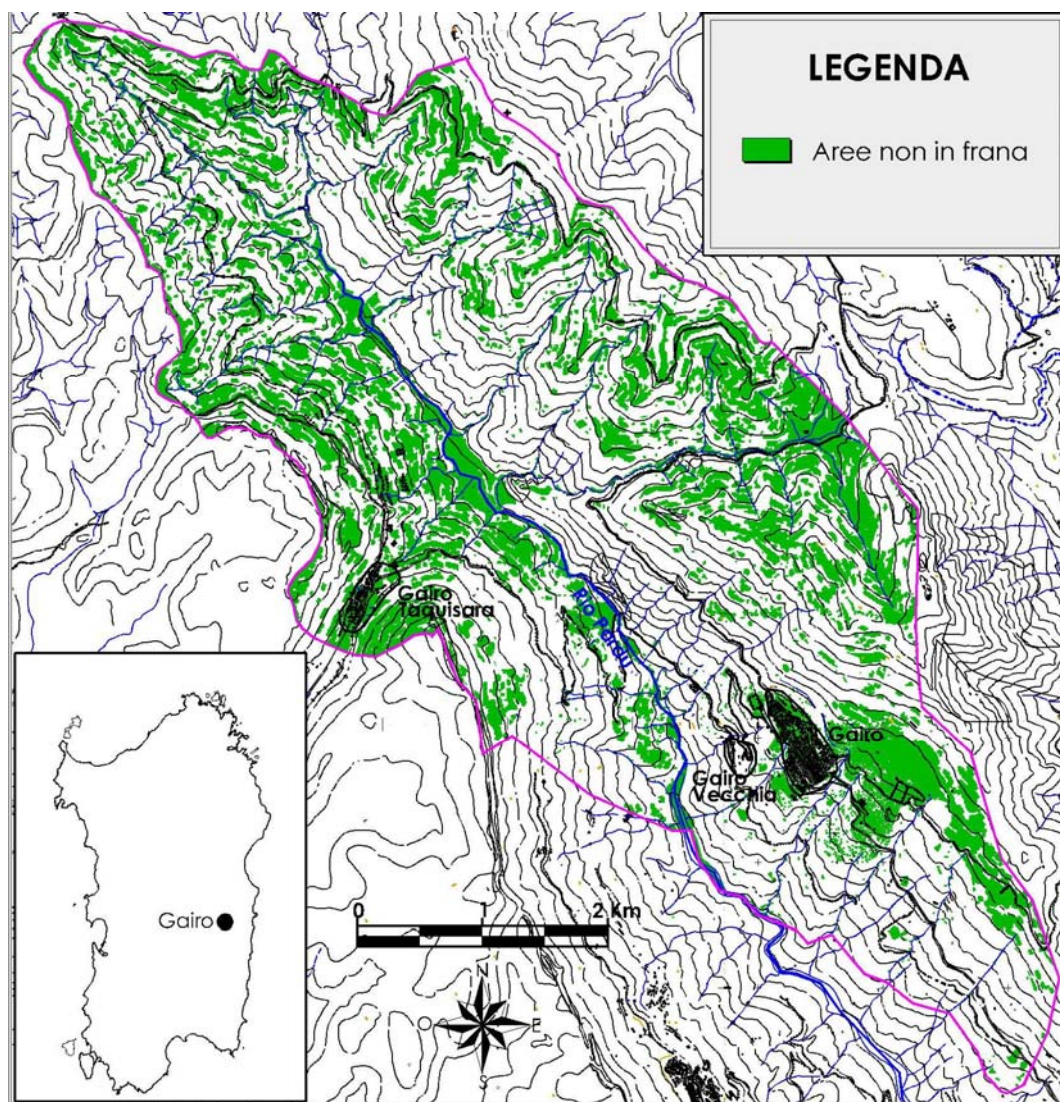


Fig. 5.36: Carta delle aree sicuramente stabili.

Fase I

Come per le altre metodologie di analisi sono stati utilizzati tre parametri: carta dell'uso del suolo, carta delle pendenze e carta litologica. Oltre queste, per addestrare la rete neurale sono state utilizzate la carta dei fenomeni franosi e la carta delle aree sicuramente stabili.

Acquisizione dei dati

Le prime cinque carte in formato immagine, importate nell'ambiente di lavoro Matlab, sono state acquisite come matrici 700x615x3 canali (RGB) in formato double. Ognuna è stata trasformata secondo Fourier e suddivisa in "tessere", ossia

sottomatrici di dimensione 20x15 pixel, di cui sono stati considerati rilevanti solo 10 elementi presi secondo la decade pitagorica. Il risultato è una matrice 150x2195, dove le righe sono i valori caratteristici delle 1435 tessere, ognuna corrispondente a una porzione del territorio preso in esame. Di queste 150 righe sono state considerate, attraverso la funzione *Prepca*, solo quelle che portassero un contributo maggiore del 0.1 % e che avessero un delta maggiore di 1.8. Lo schema dell'acquisizione dati è riportato in figura 4.47

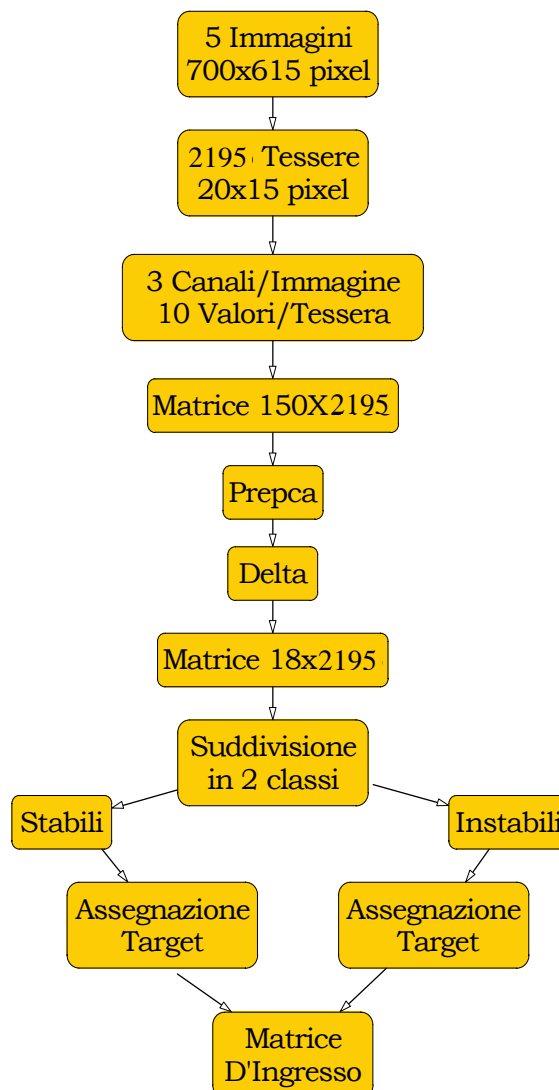


Fig. 5.47: Schema dell'acquisizione dati Fase I.

Poiché il fine è quello di costruire un classificatore, che suddivida i nostri campioni in stabili e instabili, la carta dei fenomeni franosi e quella delle aree sicuramente stabili sono state suddivise nello stesso numero di tessere per identificare le porzioni

di territorio a rischio di frana ed è stata aggiunta alla matrice finale 18x2195 la riga dei target, identificando con 1 le zone stabili e con -1 quelle instabili.

Creazione della rete

A partire da questi dati è stata creata la prima rete neurale, con matrice d'ingresso 18x 2195, uno strato nascosto composto di un numero variabile di neuroni e uno strato d'uscita con un solo neurone (Fig. 5.48).

Poiché le uscite sono identificate con 1 e -1, si è scelto di utilizzare per entrambi gli strati la funzione "tansig" che calcola le uscite di ogni strato secondo la funzione $n = 2/(1+\exp(-2*n))-1$, equivalente a quella della tangente iperbolica (Fig. 5.49).

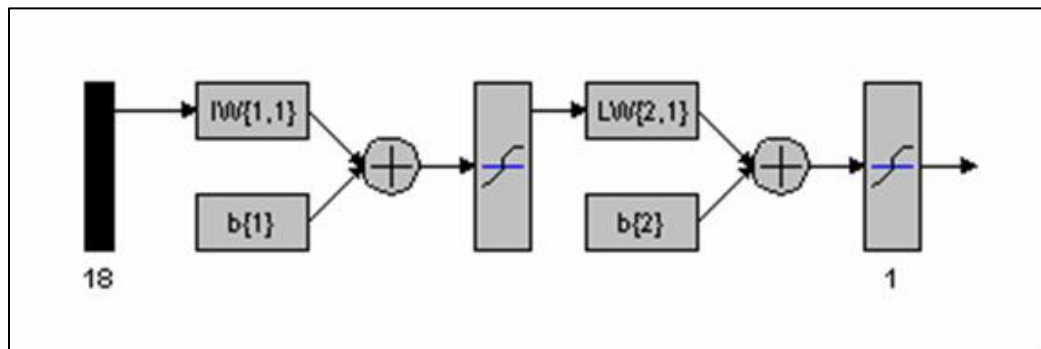


Fig. 5.48: Schema della rete neurale.

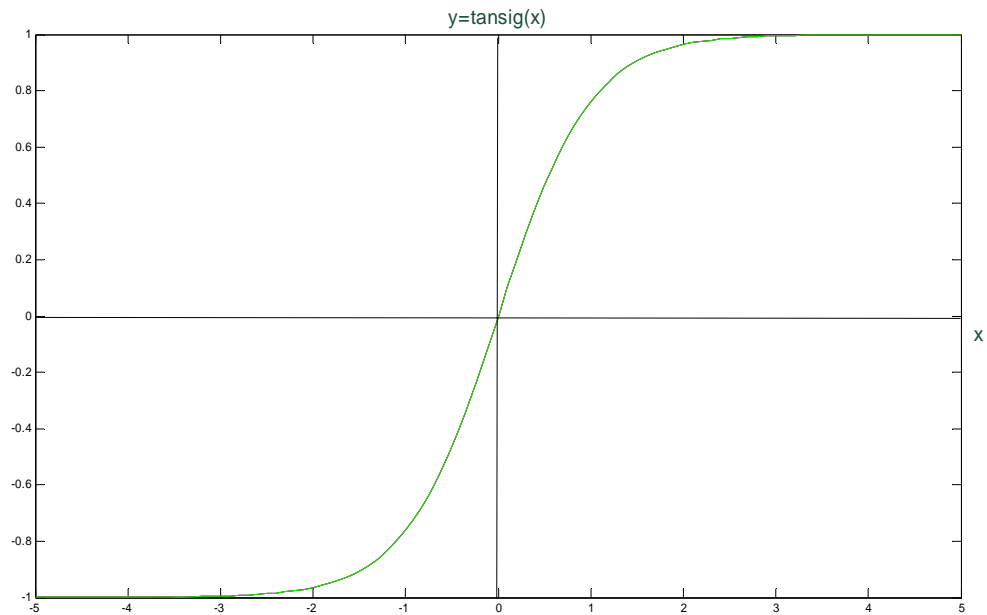


Fig. 5.49: Grafico della funzione tansig.

Addestramento Rete

Prova I

Il numero di neuroni dello strato nascosto è stato fissato a 100.

Dei 2195 campioni, 926 sono stati destinati al training set e 1269 al validation set.

Alla fine dell'addestramento i risultati sono:

Errore training: 27.776607685931967; 3%

Errore validation: 126.9085091683157; 10%

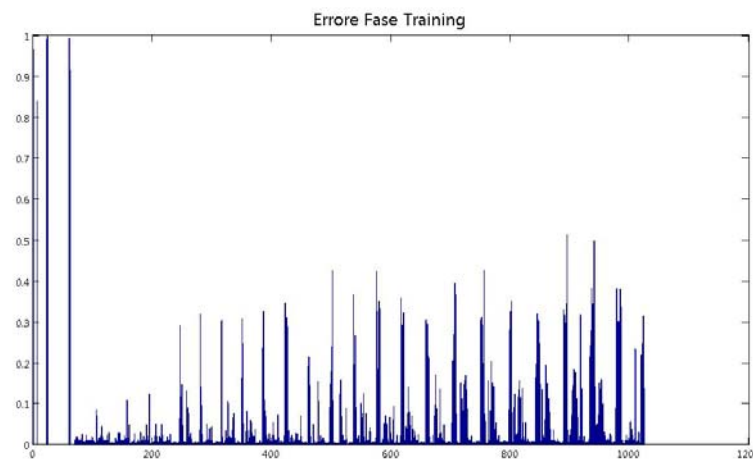


Fig. 5.50: Errori nella fase di training.

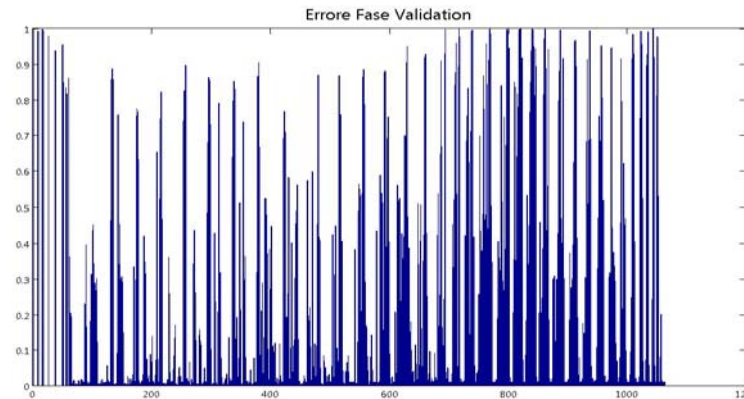


Fig. 5.51: Errori nella fase di validation.

Dopo la prima prova, ne sono state fatte delle altre, in cui progressivamente è stato ridotto il numero di neuroni nello strato nascosto; la seconda prova è stata eseguita con 75 neuroni, la terza con 50 e la quarta con 25. I risultati migliori sono stati ottenuti nella terza prova e sono riportati nella sezione sottostante.

Prova III

Il numero di neuroni dello strato nascosto è stato fissato a 50.

Dei 2195 campioni, 926 sono stati destinati al training set e 1269 al validation set.

Alla fine dell'addestramento i risultati sono:

Errore training: 34.6; 5%

Errore validation: 88; 12%

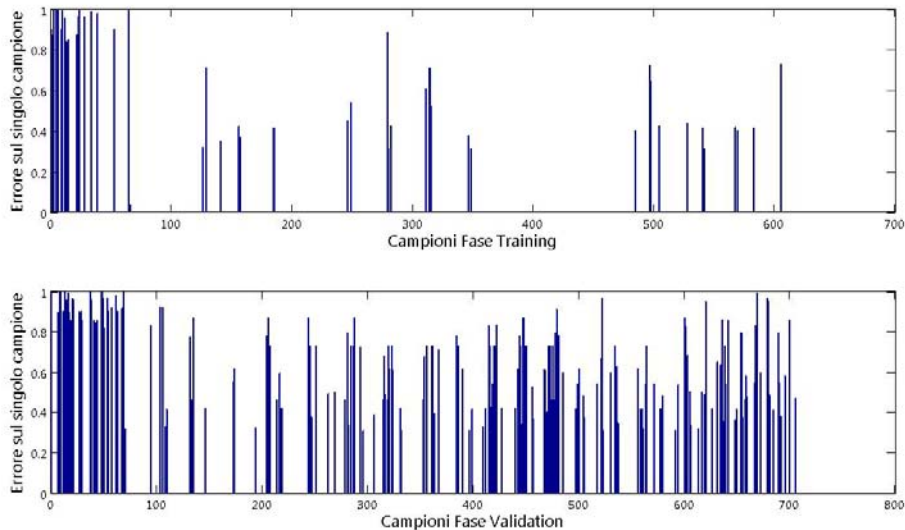


Fig. 5.52: Errori nella fase di training e di validation.

Purtroppo, al momento, l'algoritmo utilizzato per implementare le elaborazioni con il metodo delle reti neurali, non ha permesso di suddividere il risultato in diverse classi con diversa propensione al dissesto. Il risultato dell'analisi con le reti neurali che si è riusciti ad ottenere è pertanto suddiviso in due sole classi. La I classe, quella delle aree potenzialmente stabili, accorpa le classi che negli altri metodi sono state classificate in I e II classe; la II classe, quella delle aree potenzialmente instabili, accorpa le classi che negli altri metodi sono state classificate in III e IV classe. La carta di pericolosità ottenuta con il metodo delle reti neurali è presentata nella Fig. 5.53.

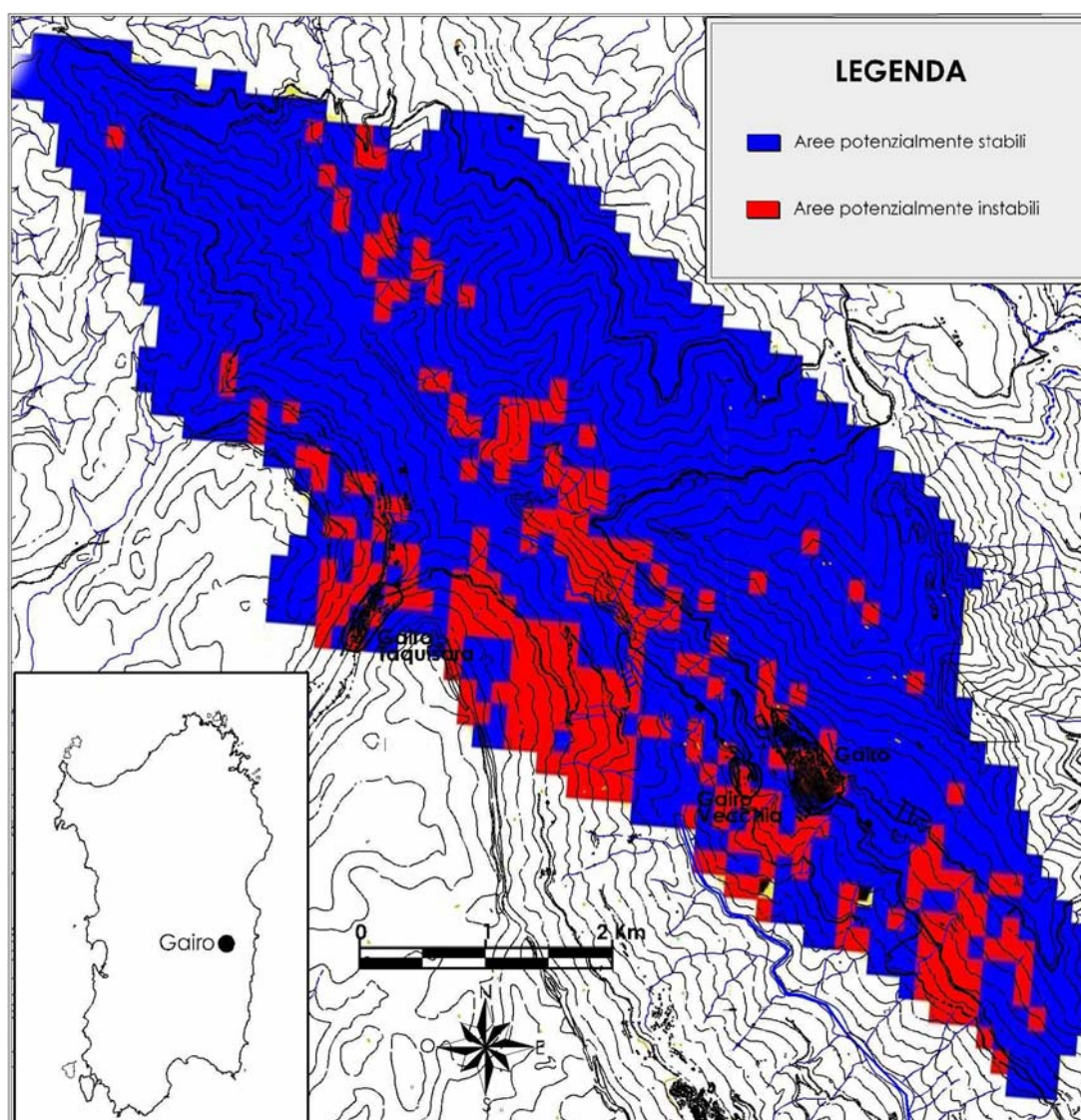


Fig. 5.53: Carta dell'Instabilità dei versanti con il metodo delle reti neurali.

Come per le altre metodologie le aree classificate come potenzialmente instabili sono quelle ricadenti principalmente nelle litologie detritico argillose e detritico carbonatiche. Vi è una buona corrispondenza tra le aree classificate come potenzialmente instabili e quelle in cui in passato sono stati segnalati fenomeni franosi. A differenza degli altri metodi il metodo neurale ha individuato nel versante alle spalle dell'abitato di Gairo Taquisara un'area potenzialmente instabile.

5.5 Considerazioni finali

Lo studio delle condizioni di instabilità dei versanti della valle del Rio Pardu ha evidenziato le peculiarità, i vantaggi e i limiti di tutti i metodi utilizzati. I metodi

utilizzati hanno peraltro prodotto dei risultati abbastanza simili, differenziandosi principalmente per l'uniformità del risultato e per la maggiore "prudenza" espressa dal metodo dell'Overlay Mapping. La notevole somiglianza dei risultati e la capacità che tutti i metodi hanno evidenziato nell'individuare le aree che in passato hanno manifestato condizioni d'instabilità sono un'ulteriore prova della loro efficacia. Il metodo dell'Overlay Mapping è quello di più facile implementazione e non richiede la conoscenza dei fenomeni di dissesto pregressi, se non per una validazione dei risultati. Il metodo del Weight of evidence ha dimostrato, quando ci sono le condizioni per una sua applicazione corretta, di avere una capacità superiore al metodo dell'Overlay mapping nel definire le reali condizioni d'instabilità dei versanti; anche il metodo che sfrutta le reti neurali ha dimostrato delle buone capacità predittive, tuttavia i risultati prodotti non sono analizzabili nel dettaglio come quelli degli altri metodi.

Quando la valutazione di pericolosità geologica vada ad interessare aree costituite da pareti di roccia lapidea nuda, subverticali o comunque fortemente acclivi, minacciate sostanzialmente da frane di crollo, ribaltamento, scivolamento di cunei o lastre di roccia, i metodi sinora impiegati, tranne quello delle reti neurali, non sembrano del tutto idonei a rappresentare le reali condizioni di pericolosità franosa, in quanto i fenomeni di instabilità gravitativa sono in questi casi fortemente influenzati dalle caratteristiche geostrutturali delle formazioni rocciose e dai rapporti giaciturali tra i sistemi di giunti e le pareti rocciose esposte.

Si è pertanto pensato di utilizzare il metodo SMR di Romana, che valutando le condizioni di stabilità delle pareti rocciose attraverso l'indice Slope Mass Rating (SMR), mette in conto, oltre alle caratteristiche geomeccaniche della roccia sana l'assetto geostrutturale dell'ammasso roccioso attraverso la valutazione dei parametri caratteristici dei giunti e dei rapporti giaciturali tra i sistemi di giunti e il fronte roccioso. Per effettuare questa analisi è stato scelto il versante situato alle spalle dell'abitato di Gairo Taquisara, che in virtù delle sue caratteristiche geomorfologiche ben si presta a questo tipo di analisi. Con questa operazione è stato valutato il grado di precisione raggiunto nel valutare la pericolosità di un versante prettamente roccioso con i metodi di valutazione della pericolosità geologica esposti in questo capitolo. Questa operazione è stata effettuata confrontando i risultati ottenuti con il metodo dell'Overlay Mapping, con il

metodo del Weight of Evidence e con il metodo delle reti neurali, con quelli ottenuti mediante l'applicazione del metodo SMR di Romana.

CAPITOLO 6

LA ZONAZIONE DI PERICOLOSITÀ GEOLOGICA DEL VERSANTE DI GAIRO TAQUISARA

6.1 Introduzione

Nei prossimi paragrafi saranno esposti i risultati della valutazione di stabilità con il metodo SMR (Slope Mass Rating), del versante a ridosso dell'abitato di Gairo Taquisara.



Fig. 6.1. L'abitato di Gairo Taquisara e sulla sinistra l'area del versante esaminata.

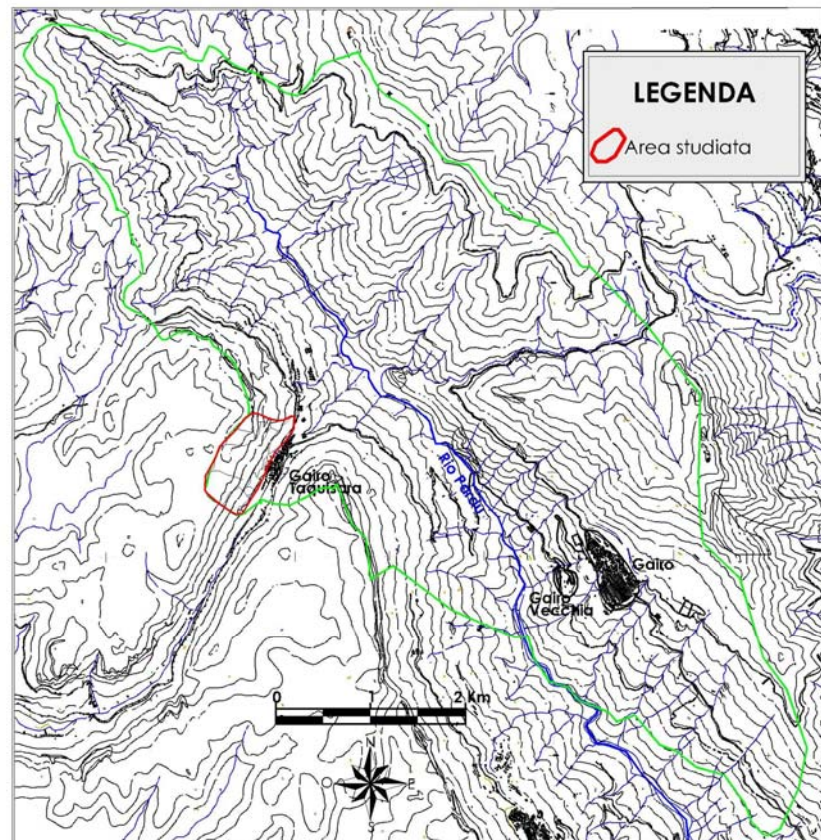


Fig. 6.2. L'area del versante di Gairo Taquisara presa in esame

Il versante prospiciente l'abitato di Gairo Taquisara è costituito esclusivamente da calcari dolomitici. La sua morfologia è molto particolare; infatti, piuttosto che da un'unica parete sub verticale, il versante è costituito da una serie di piccole pareti separate da piccole "mensole".



Fig. 6.3. L'abitato di Gairo taquisara e sulla destra l'area del versante esaminata.

Il versante si presenta quasi totalmente privo di vegetazione, e la notevole fratturazione dell'ammasso roccioso calcareo dolomitico, in combinazione con le condizioni morfologiche, favoriscono lo sviluppo dei fenomeni di crollo. Per analizzare le condizioni di stabilità del versante si è deciso di utilizzare l'indice SMR (Slope Mass Rating), proposto da Romana nel 1985. Al termine del capitolo sarà effettuato un confronto tra i risultati ottenuti con questa metodologia e quelli ottenuti con il metodo dell'Overlay Mapping e con quello del Weight of Evidence.

Nei prossimi paragrafi saranno valutate le condizioni di stabilità delle pareti del versante di Gairo Taquisara in corrispondenza di ognuna delle stazioni strutturali scelte; per ciascuna delle stazioni sono riportati i parametri geostutturali rilevati durante la campagna di rilevamento.

La presentazione dei risultati per ognuna delle stazioni comprende i seguenti parametri:

- Giacitura delle principali famiglie di discontinuità rilevate
- Giacitura della parete rocciosa
- Apertura delle discontinuità

Spaziatura delle discontinuità

Valore della resistenza alla prova al punzonamento (Point load test)

Valore dell'indice RQD (Rock Quality Designation)

Proiezione stereografica

Calcolo dell'indice RMR

Calcolo dell'indice SMR

Al fine di acquisire i dati geomeccanici utili per le successive elaborazioni è stato effettuato un rilevamento strutturale su 20 stazioni su un tratto di versante lungo circa 1 Km e vasto circa 5 ettari. Tali stazioni sono state distribuite in parte alla base, in parte a mezza costa e infine sulla sommità del versante, in modo da avere un panorama completo delle condizioni di stabilità dell'ammasso roccioso.

Le raccomandazioni ISRM prevedono una distribuzione dei siti di indagine omogenea per tutta l'area di studio, con una certa equidistanza da una stazione strutturale ad un'altra.

Questa condizione si presenta in realtà molto difficile, poiché i tratti di parete ben esposti e veramente rappresentativi da sottoporre ad analisi non affiorano in maniera costante su tutto il versante. In relazione a quanto descritto, la scelta dei differenti punti d'indagine è stata fatta sulla base delle considerazioni di seguito riportate:

- Possibilità di raggiungere i vari punti stazione in maniera agile e sicura;
- Rappresentatività di un settore più vasto possibile del versante;
- Buona esposizione della parte esaminata, con una discreta continuità sia in lunghezza che in altezza;
- Rilievo per ciascuna stazione eseguibile su un'unica superficie esposta, con orientazione costante.
- Buona esposizione delle superfici di discontinuità (giunti, faglie, diaclasi).

Una volta individuate le stazioni, sulla base dei criteri sopra descritti, si è provveduto ad individuare i settori delle differenti pareti da sottoporre ad analisi, attraverso la realizzazione di stendimenti, la cui lunghezza è risultata

sempre di almeno 10 metri, così come consigliato dalle raccomandazioni dell'ISRM.

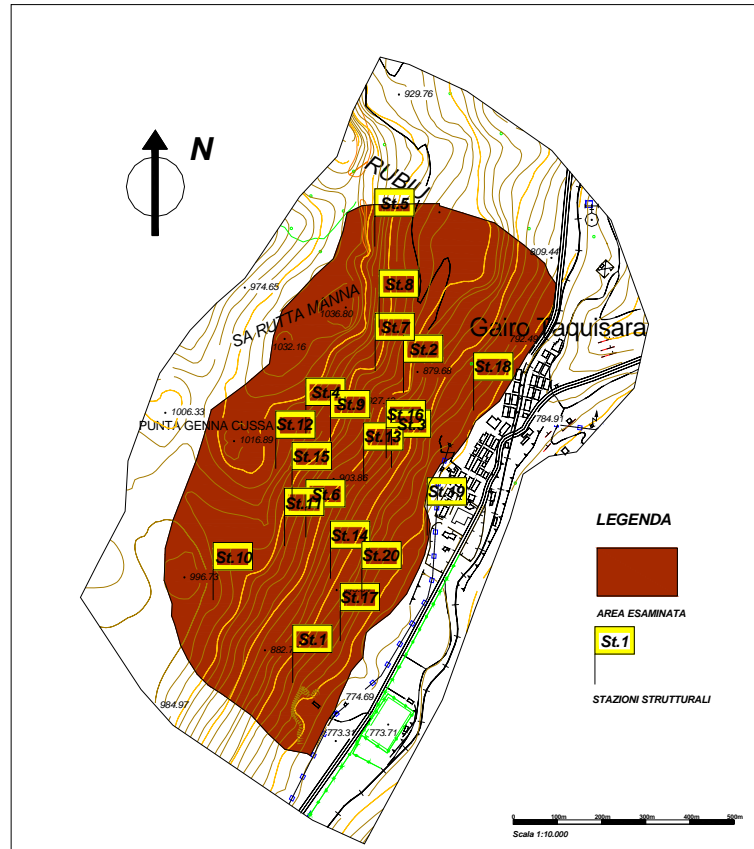


Fig. 6.4. Area del versante esaminata e stazioni di rilevamento.

6.2 Stazione strutturale 01

La stazione strutturale n. 1 è situata nella parte bassa del versante; lo stendimento ha una lunghezza di 15 metri.

È presente in affioramento una dolomia di colore grigio chiaro. L'ammasso roccioso si presenta leggermente alterato, mentre il materiale roccioso appare fresco o leggermente decolorato.

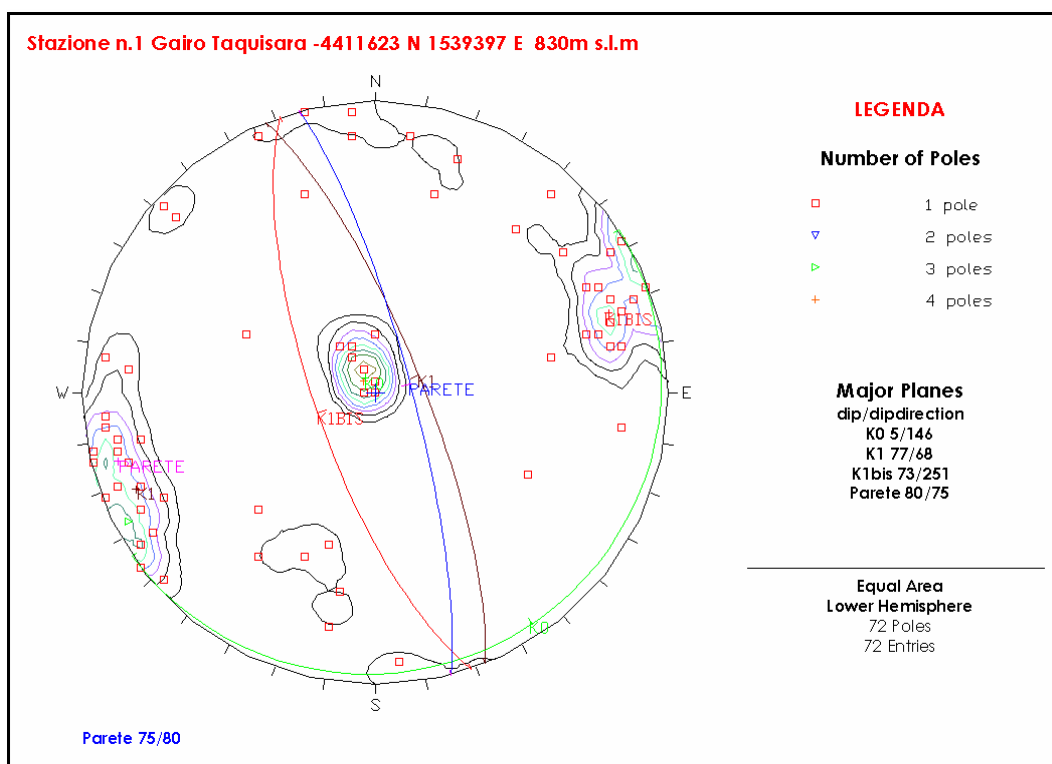


Fig. 6.5: Proiezione stereografica dei poli delle discontinuità rilevate nel sito 01.

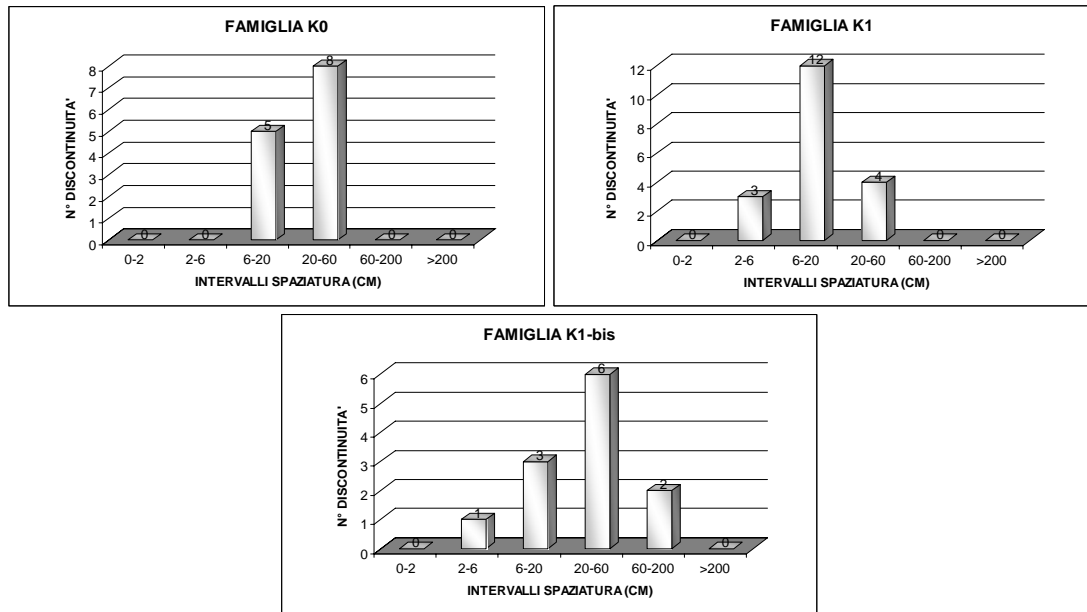


Fig. 6.6: Stazione 01. Istogrammi per il calcolo della spaziatura delle discontinuità.

$J_v = \sum_K \frac{N. \text{discontinuità sistema}}{\sum \text{spaziature sistema}}$	$RQD = 115 - 3.3 \cdot J_v$
$J_v = \frac{13}{3.76} + \frac{20}{3.22} + \frac{12}{4.58} = 12.29$	$RQD = 115 - 3.3 \cdot 11.5 = 74.4\%$

Fig. 6.7: Stazione 01. Calcolo di J_v e del RQD

Sistema	Spaziatura	P. L. test	RQD	Apertura
K0	10	4,0	74.4%	1
K1	8	4,0	74.4%	1
K1-bis	10	4,0	74.4%	1

Fig. 6.8: Stazione 01. Parametri utilizzati per il calcolo del RMR

Sistema	RMR	SMR Plane	SMR Toppling
K0	51	64,65	66
K1	53	25,5	64,25
K1-bis	55	62,5	45

Fig. 6.9: Stazione 01. Valori del SMR

6.3 Stazione strutturale 02

È presente in affioramento una dolomia di colore grigio chiaro. L'ammasso roccioso si presenta leggermente alterato, mentre il materiale roccioso appare fresco o leggermente decolorato.

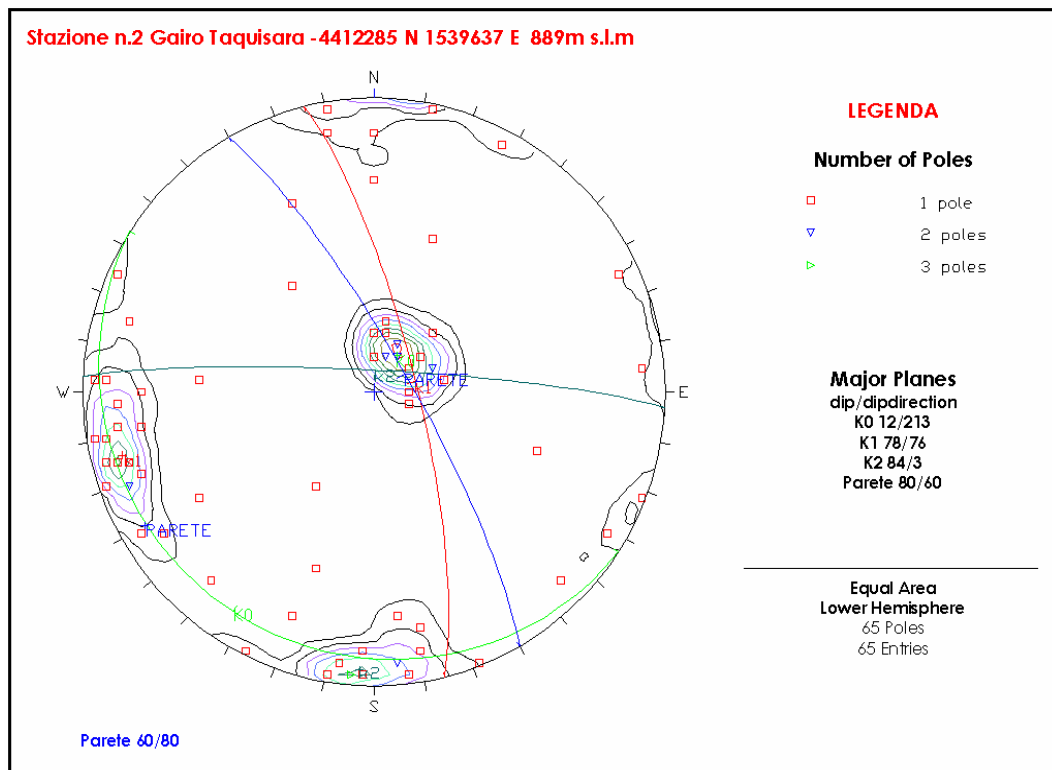


Fig. 6.10: Proiezione stereografica dei poli delle discontinuità rilevate nel sito 02.

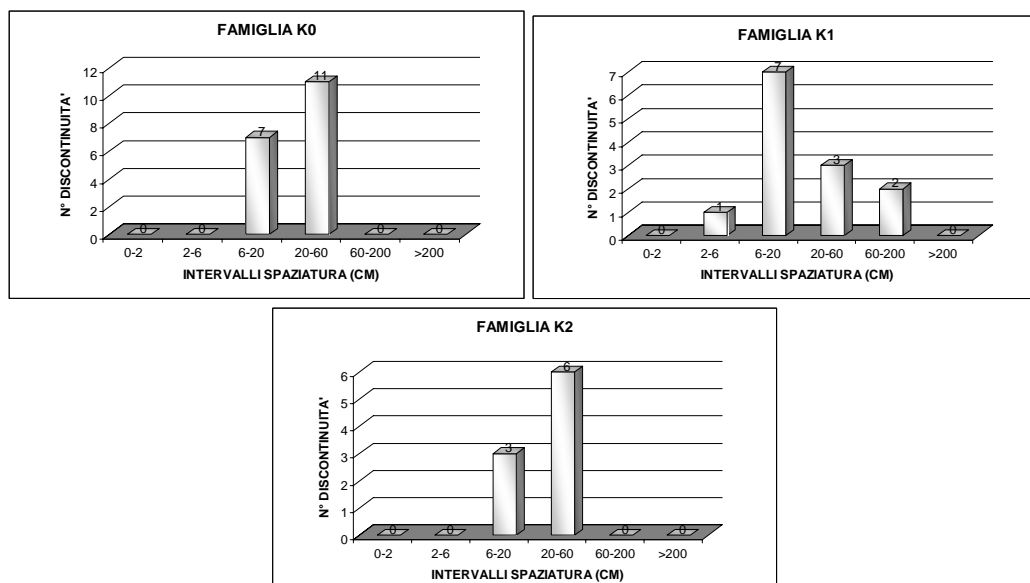


Fig. 6.11: Stazione 02. Istogrammi per il calcolo della spaziatura delle discontinuità.

$J_v = \sum_K \frac{N. \text{discontinuità sistema}}{\sum \text{spaziature sistema}}$	$RQD = 115 - 3.3 \cdot J_v$
$J_v = \frac{22}{3.96} + \frac{13}{4.41} + \frac{9}{2.86} = 11.65$	$RQD = 115 - 3.3 \times 11.65 = 76.55\%$

Fig. 6.12: Stazione 02. Calcolo di J_v e del RQD

Sistema	Spaziatura	P. L. test	RQD	Apertura
K0	8	7	76.55%	1
K1	8	7	76.55%	0
K2	8	7	76.55%	0

Fig. 6.13: Stazione J02. Parametri utilizzati per il calcolo del RMR

Sistema	RMR	SMR Plane	SMR Toppling
K0	54	67,55	69
K1	55	27,5	66,25
K2	63	77,1	74,25

Fig. 6.14: Stazione 02. Valori del SMR

6.4 Stazione strutturale 03

La stazione strutturale n. 3 è situata nella parte bassa del versante a 849 m s.l.m.. Lo stendimento ha una lunghezza di 10 metri.

È presente in affioramento una dolomia di colore grigio chiaro. Le superfici dei giunti si presentano asciutte, ma la presenza di patine di ossidazione su alcune di esse testimonia il passaggio di acqua almeno nei periodi maggiormente piovosi e limitatamente alla porzione di roccia più esterna.

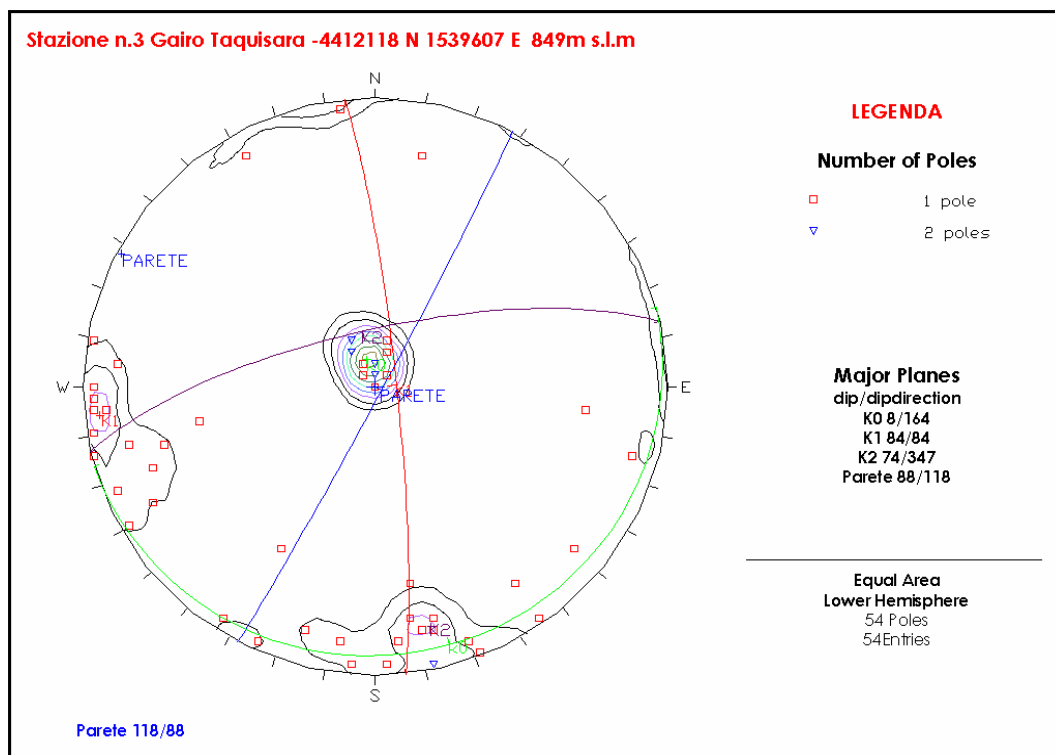


Fig. 6.15: Proiezione stereografica dei poli delle discontinuità rilevate nel sito 03.

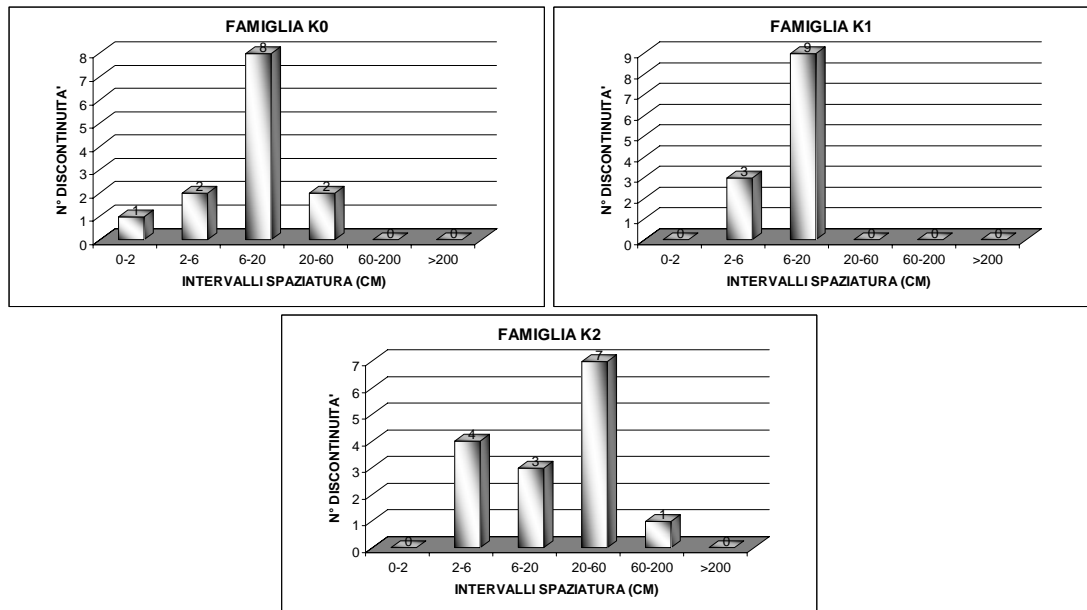


Fig. 6.16: Stazione 03. Istogrammi per il calcolo della spaziatura delle discontinuità.

$J_v = \sum_K \frac{N. \text{discontinuità sistema}}{\sum \text{spaziature sistema}}$	$RQD = 115 - 3.3 \cdot J_v$
$J_v = \frac{14}{1.56} + \frac{12}{1.39} + \frac{15}{3.46} = 21.94$	$RQD = 115 - 3.3 \times 21.94 = 42.58\%$

Fig. 6.17: Stazione 03. Calcolo di J_v e del RQD

Sistema	Spaziatura	P. L. test	RQD	Apertura
K0	8	12	42.58%	1
K1	8	12	42.58%	1
K2	10	12	42.58%	1

Fig. 6.18: Stazione 03. Parametri utilizzati per il calcolo del RMR

Sistema	RMR	SMR Plane	SMR Toppling
K2	52	65,65	67
K1	58	65,5	69,25
K0	66	72	77,25

Fig. 6.19: Stazione 03. Valori del SMR

6.5 Stazione strutturale 04

La stazione strutturale n. 4 è situata nella parte alta del versante a 872 m s.l.m.. Lo stendimento ha una lunghezza di 15 metri. È presente in affioramento una dolomia di colore grigio chiaro. Le superfici dei giunti si presentano asciutte, ma la presenza di patine di ossidazione su alcune di esse testimonia il passaggio di acqua almeno nei periodi maggiormente piovosi e limitatamente alla porzione di roccia più esterna.

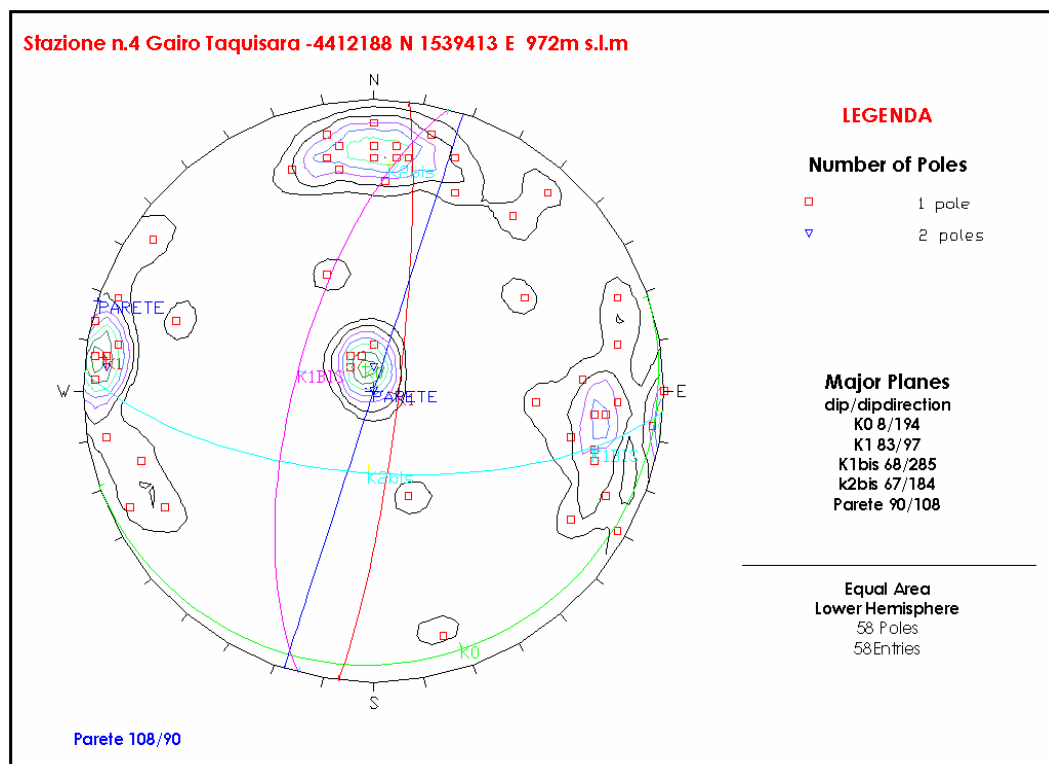


Fig. 6.20: Proiezione stereografica dei poli delle discontinuità rilevate nel sito J04.

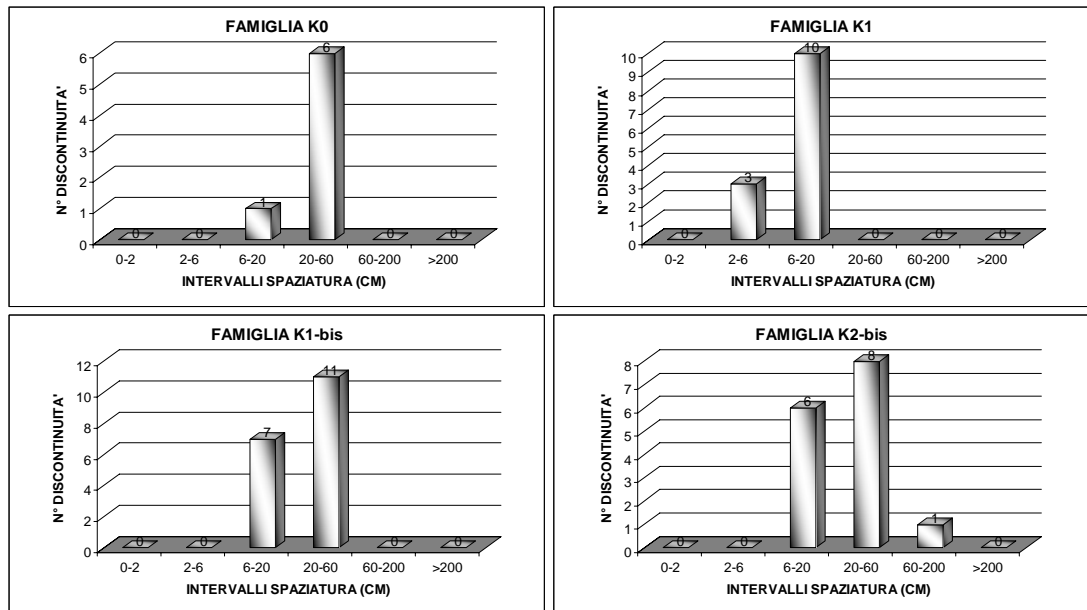


Fig. 6.21: Stazione 04. Istogrammi per il calcolo della spaziatura delle discontinuità.

$J_v = \sum_K \frac{N. \text{discontinuità sistema}}{\sum \text{spaziature sistema}}$	$RQD = 115 - 3.3 \cdot J_v$
$J_v = \frac{7}{2.34} + \frac{13}{3.381} + \frac{15}{4.88} + \frac{18}{4.58} = 13.84$	$RQD = 115 - 3.3 \times 13.84 = 69.32\%$

Fig. 6.22: Stazione 04. Calcolo di J_v e del RQD

Sistema	Spaziatura	P. L. test	RQD	Apertura
K0	25,0	2.52	69.32%	0
K1	25,0	2.52	69.32%	3
K2-bis	25,0	2.52	69.32%	3
K1-bis	25,0	2.52	69.32%	6

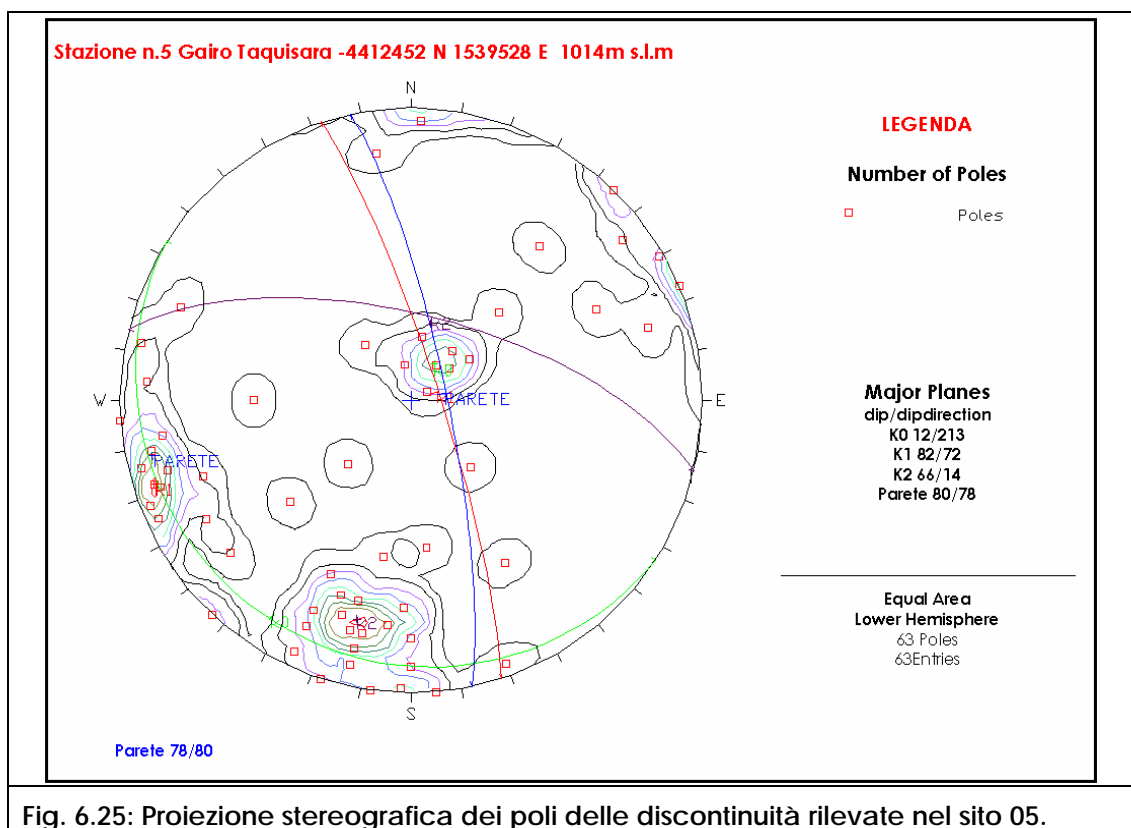
Fig. 6.23: Stazione 04. Parametri utilizzati per il calcolo del RMR

Sistema	RMR	SMR Plane	SMR Toppling
K1	57	70,65	72
K3	62	34,5	73,25
K2	64	70	75,25
K0	61	67	51

Fig. 6.24: Stazione 04. Valori del SMR

6.6 Stazione strutturale 05

La stazione strutturale n. 5 è situata nella parte alta del versante a 1014 m s.l.m.. Lo stendimento ha una lunghezza di 10 metri. È presente in affioramento una dolomia di colore grigio chiaro. La facies di alterazione è in genere rossastra. Le superfici dei giunti si presentano asciutte, ma la presenza di patine di ossidazione su alcune di esse testimonia il passaggio di acqua almeno nei periodi maggiormente piovosi e limitatamente alla porzione di roccia più esterna.



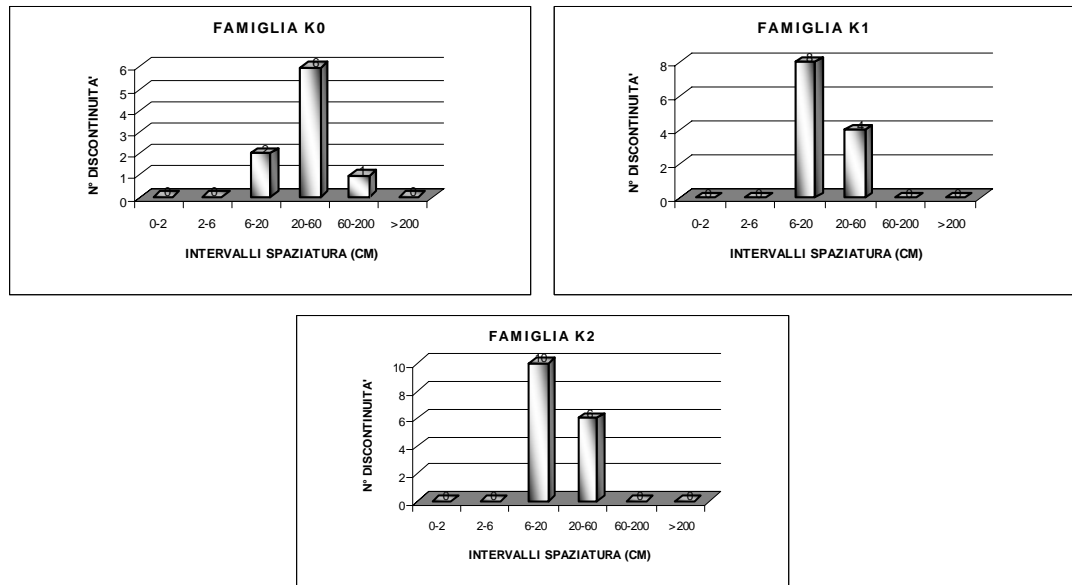


Fig. 6.26: Stazione 05. Istogrammi per il calcolo della spaziatura delle discontinuità.

$J_v = \sum_K \frac{N. \text{discontinuità sistema}}{\sum \text{spaziature sistema}}$	$RQD = 115 - 3.3 \cdot J_v$
$J_v = \frac{8}{3.08} + \frac{12}{1.76} + \frac{16}{2.29} = 16.4$	$RQD = 115 - 3.3 \times 16.4 = 60.87\%$

Fig. 6.27: Stazione 05. Calcolo di J_v e del RQD

Sistema	Spaziatura	P. L. test	RQD	Apertura
K0	25	3,88	60.87%	2
K1	15	3,88	60.87%	2
K2	15	3,88	60.87%	2

Fig. 6.28: Stazione 05. Parametri utilizzati per il calcolo del RMR

Sistema	RMR	SMR Plane	SMR Toppling
K0	49,0	53	66,65
K1	54,0	57	27,5
K2	77,0	51	57

Fig. 6.29: Stazione 05. Valori del SMR

6.7 Stazione strutturale 06

La stazione strutturale n. 6 è situata nella parte media del versante a 906 m s.l.m.. Lo stendimento ha una lunghezza di 10 metri. È presente in affioramento una dolomia di colore grigio chiaro.

Le superfici dei giunti si presentano asciutte, ma la presenza di patine di ossidazione su alcune di esse testimonia il passaggio di acqua almeno nei periodi maggiormente piovosi e limitatamente alla porzione di roccia più esterna.

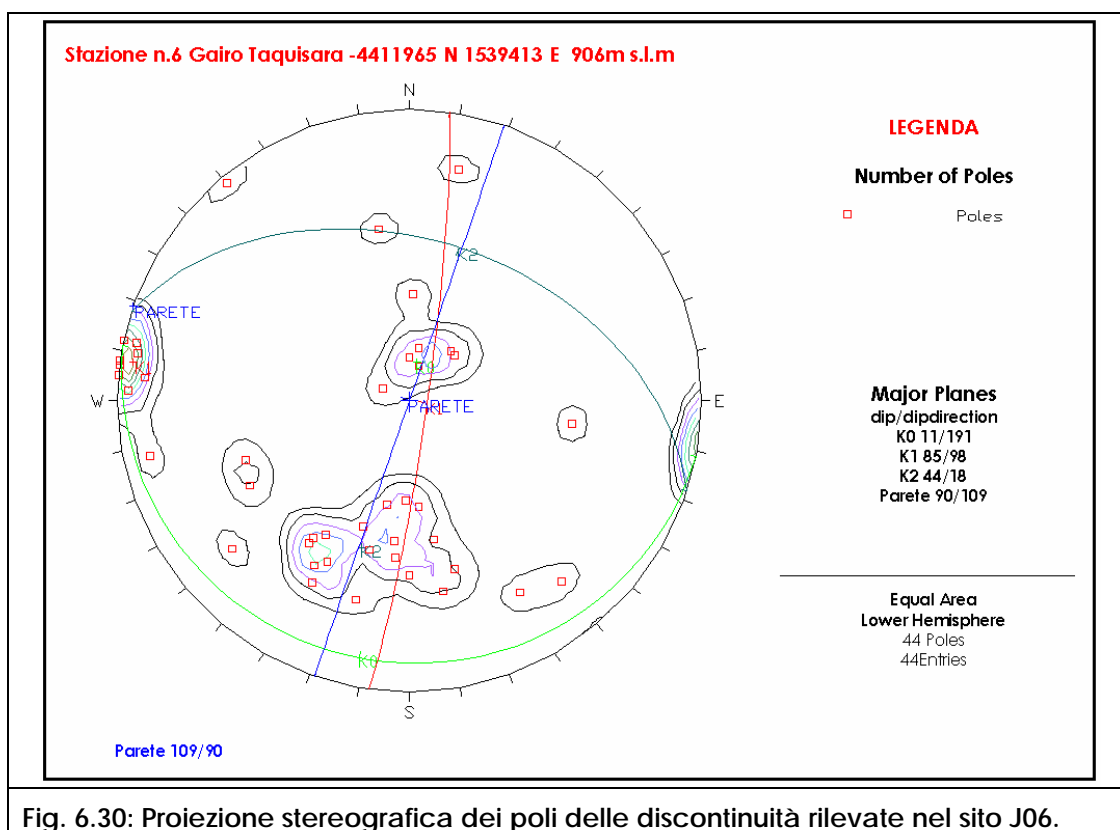


Fig. 6.30: Proiezione stereografica dei poli delle discontinuità rilevate nel sito J06.

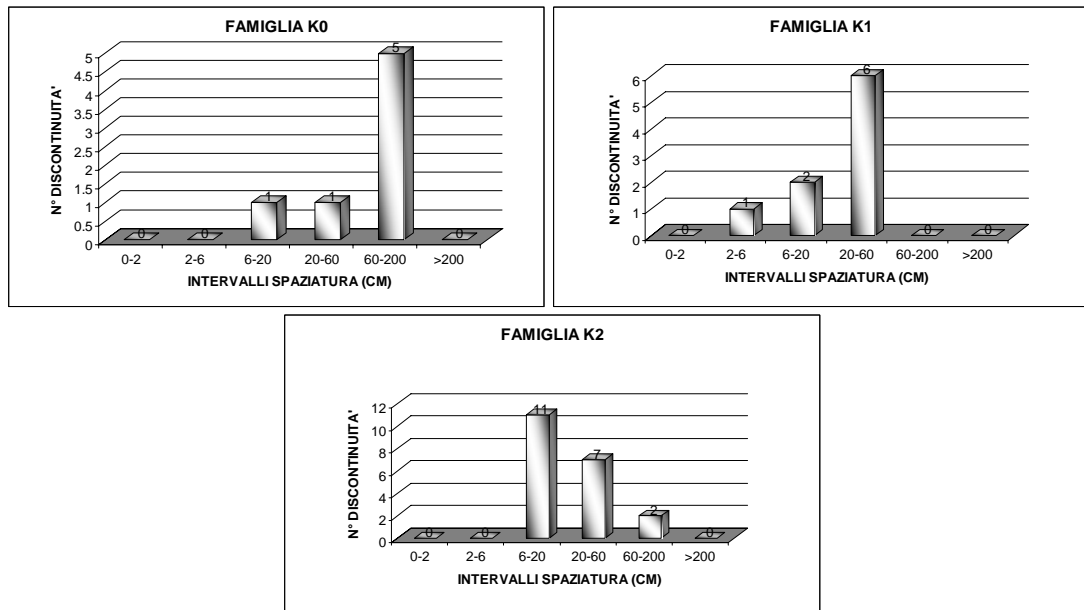


Fig. 6.31: Stazione 06. Istogrammi per il calcolo della spaziatura delle discontinuità.

$J_v = \frac{\sum N. \text{discontinuità sistema}}{\sum \text{spaziature sistema}}$	$RQD = 115 - 3.3 \cdot J_v$
$J_v = \frac{7}{3.46} + \frac{9}{1.16} + \frac{20}{5.06} = 13.73$	$RQD = 115 - 3,3 \times 13.73 = 69.67\%$

Fig. 6.32: Stazione 06. Calcolo di J_v e del RQD

Sistema	Spaziatura	P. L. test	RQD	Apertura
K0	100	5.11	69.67%	3
K1	35	5.11	69.67%	3
K2	15	5.11	69.67%	1.5

Fig. 6.33: Stazione 06. Parametri utilizzati per il calcolo del RMR

Sistema	RMR	SMR Plane	SMR Toppling
K0	67	80,65	82
K1	63	35,5	74,25
K2	69	76,35	80,25

Fig. 6.34: Stazione 06. Valori del SMR

6.8 Stazione strutturale 07

La stazione strutturale n. 7 è situata nella parte media del versante a 886 m s.l.m.. Lo stendimento ha una lunghezza di 10 metri.

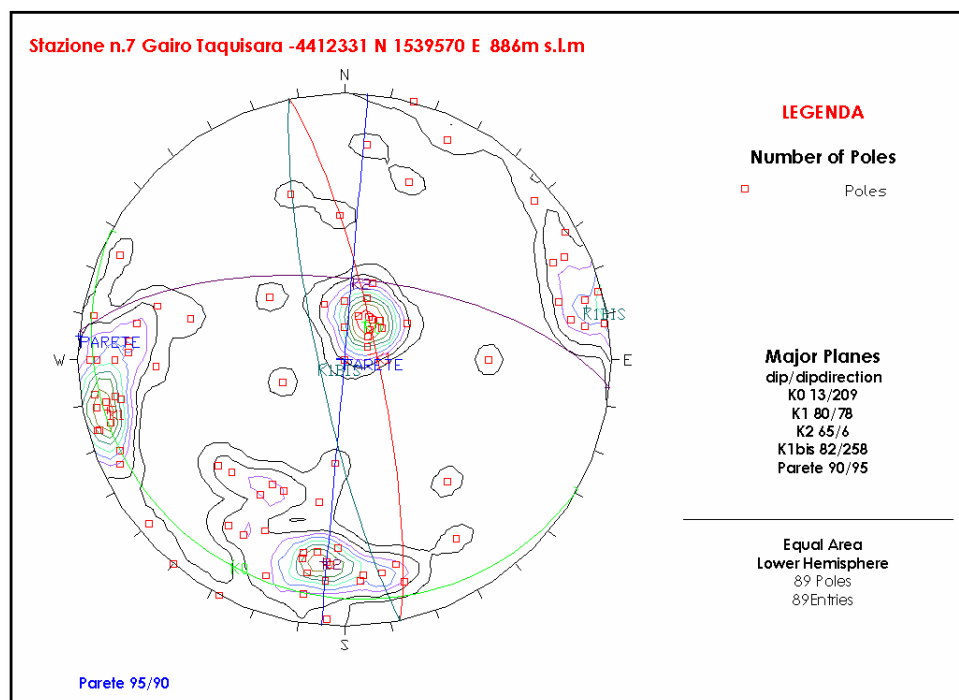


Fig. 6.35: Proiezione stereografica dei poli delle discontinuità rilevate nel sito 07.

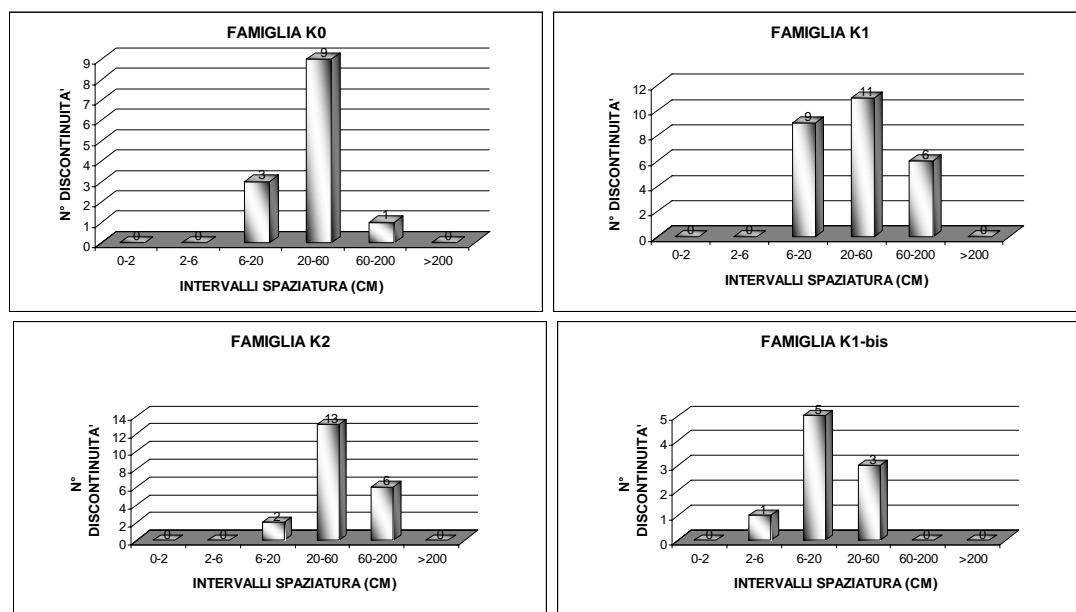


Fig. 6.36: Stazione 07. Istogrammi per il calcolo della spaziatura delle discontinuità.

$J_v = \sum_K \frac{N. \text{discontinuità sistema}}{\sum \text{spaziature sistema}}$	$RQD = 115 - 3.3 \cdot J_v$
$J_v = \frac{14}{4.55} + \frac{19}{3.63} + \frac{21}{10.52} + \frac{9}{1.65} = 15.76$	$RQD = 115 - 3.3 \times 15.76 = 62.98\%$

Fig. 6.37: Stazione J07. Calcolo di J_v e del RQD

Sistema	Spaziatura	P. L. test	RQD	Apertura
K0	25,0	3.92	62.98%	3
K1	45,0	3.92	62.98%	6
K2	25,0	3.92	62.98%	3
K1-bis	15	3.92	62.98%	6

Fig. 6.38: Stazione 07. Parametri utilizzati per il calcolo del RMR

Sistema	RMR	SMR Plane	SMR Toppling
K0	56	69,65	71
K1	57	37	68,25
K2	59	63	68,25
K1-bis	56	63,5	53,5

Fig. 6.39Tab. 5.7c: Stazione 07. Valori del SMR

6.9 Stazione strutturale 08

La stazione strutturale n. 8 è situata nella parte alta del versante a 954 m s.l.m.. Lo stendimento ha una lunghezza di 10 metri.

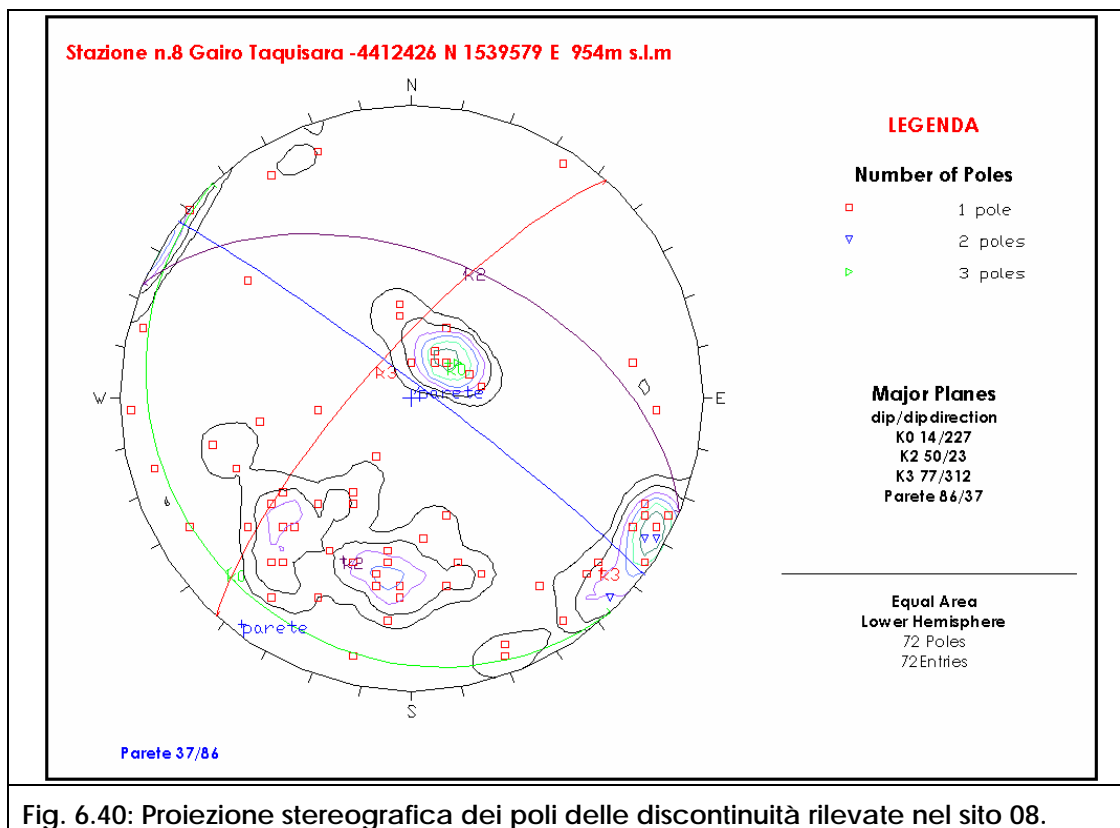


Fig. 6.40: Proiezione stereografica dei poli delle discontinuità rilevate nel sito 08.

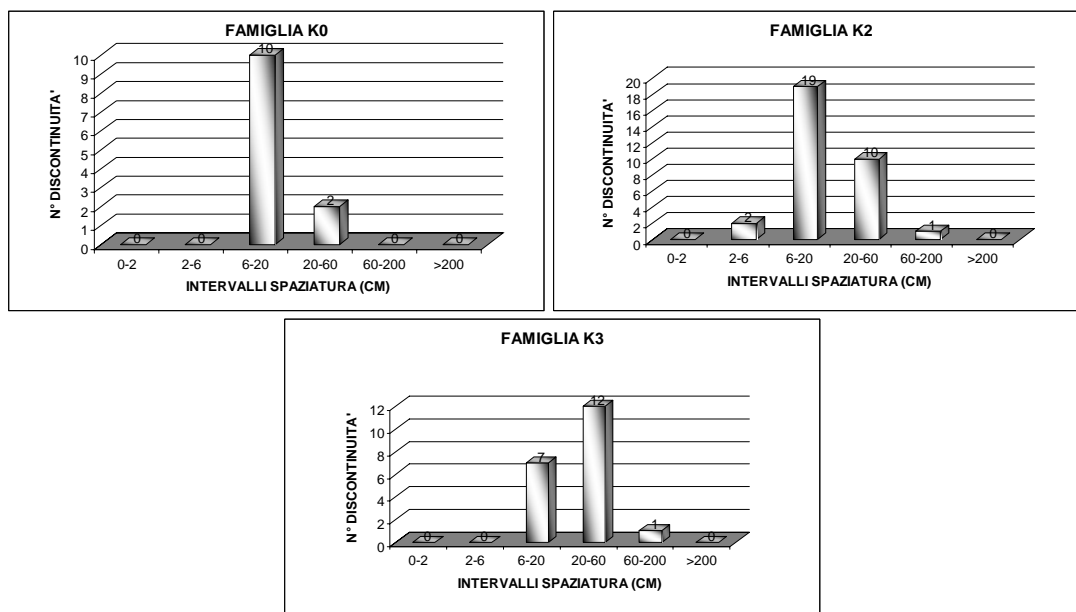


Fig. 6.41: Stazione 08. Istogrammi per il calcolo della spaziatura delle discontinuità.

$J_v = \sum_K \frac{N. \text{discontinuità sistema}}{\sum \text{spaziature sistema}}$	$RQD = 115 - 3.3 \cdot J_v$
$J_v = \frac{12}{2.33} + \frac{32}{8.34} + \frac{20}{6.01} = 12.31$	$RQD = 115 - 3.3 \times 12.31 = 74.36\%$

Fig. 6.42: Stazione 08. Calcolo di J_v e del RQD

Sistema	Spaziatura	P. L. test	RQD	Apertura
K0	15	2.77	74.36%	3
K2	15	2.77	74.36%	3
K3	25	2.77	74.36%	3

Fig. 6.43: Stazione 08. Parametri utilizzati per il calcolo del RMR

Sistema	RMR	SMR Plane	SMR Toppling
K0	54	67,55	69
K2	62	35	73,25
K3	66	69,5	73,25

Fig. 6.44: Stazione 08. Valori del SMR

6.10 Stazione strutturale 09

La stazione strutturale n. 9 è situata nella parte alta del versante a 933 m s.l.m.. Lo stendimento ha una lunghezza di 10 metri.

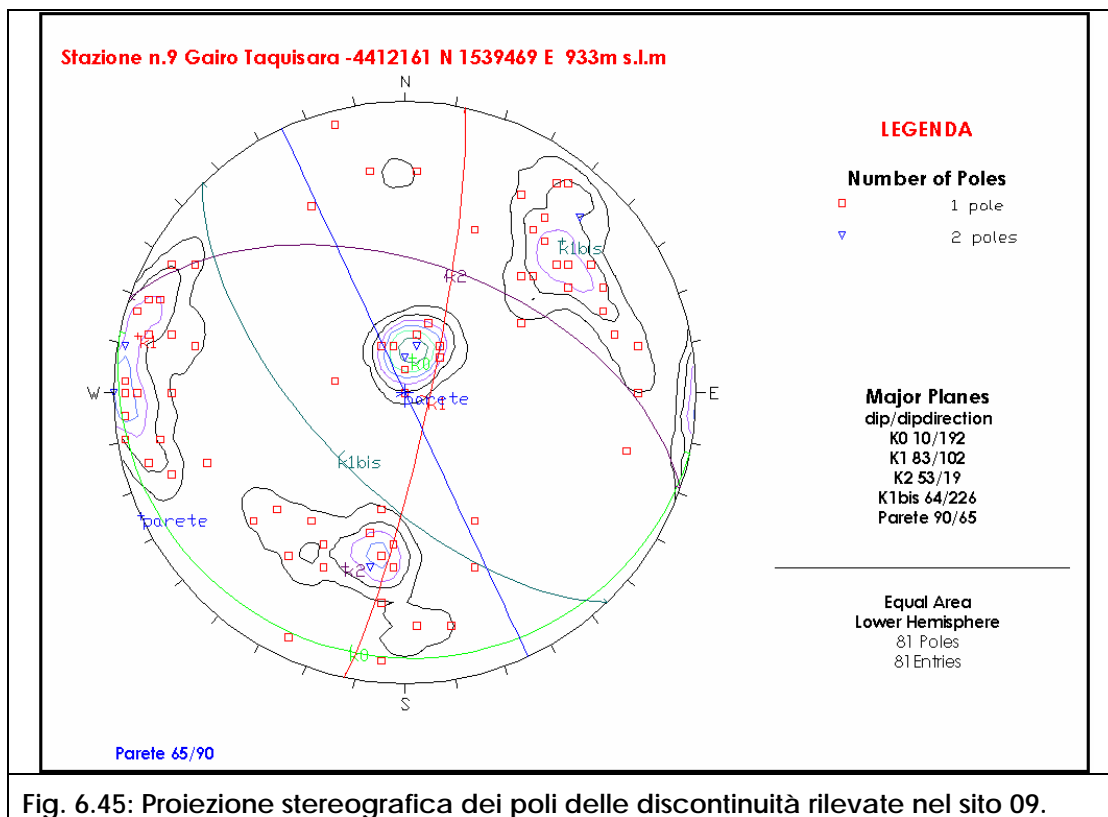


Fig. 6.45: Proiezione stereografica dei poli delle discontinuità rilevate nel sito 09.

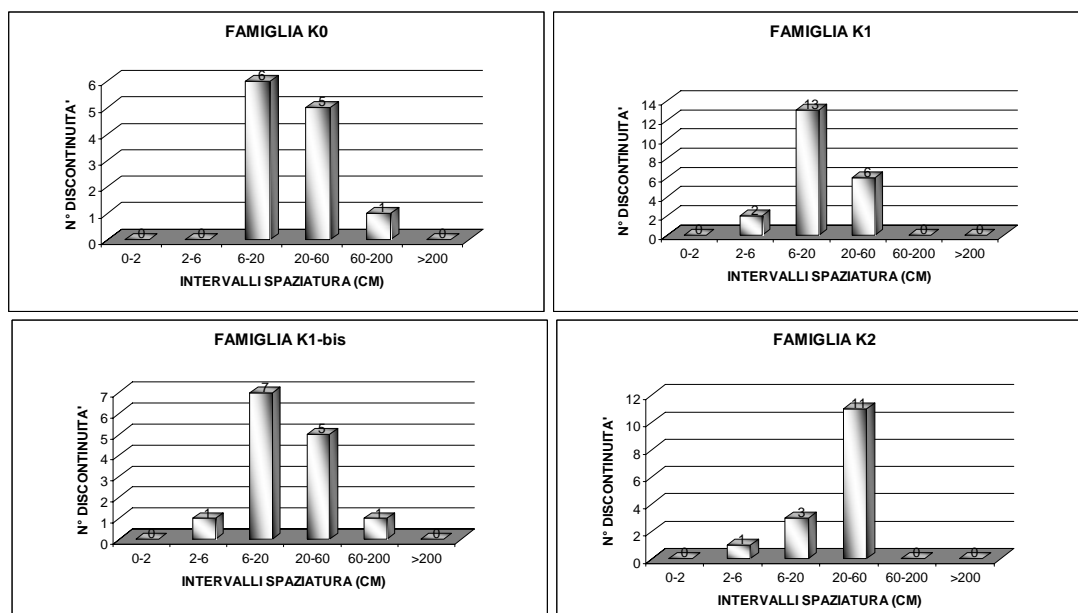


Fig. 6.46: Stazione 09. Istogrammi per il calcolo della spaziatura delle discontinuità.

$J_v = \sum_K \frac{N. \text{discontinuità sistema}}{\sum \text{spaziature sistema}}$	$RQD = 115 - 3.3 \cdot J_v$
$J_v = \frac{15}{3.75} + \frac{21}{3.67} + \frac{9}{3.76} + \frac{15}{5.27} = 14.96$	$RQD = 115 - 3.3 \times 14.96 = 65.62\%$

Fig. 6.47: Stazione 09. Calcolo di J_v e del RQD

Sistema	Spaziatura	P. L. test	RQD	Apertura
k0	15	2.45	89,75	0
k1	18	2.45	89,75	3
k1bis	13	2.45	89,75	6
k2	25	2.45	89,75	4

Fig. 6.48: Stazione 09. Parametri utilizzati per il calcolo del RMR

Sistema	RMR	SMR Plane	SMR Toppling
k0	61	74,65	76
k1	60	69,5	73,25
k1bis	63	67	58,5
k2	60	66	71,25

Fig. 6.49: Stazione 09. Valori del SMR

6.11 Stazione strutturale 10

La stazione strutturale n. 10 è situata nella parte alta del versante a 947 m s.l.m.. Lo stendimento ha una lunghezza di 8 metri.

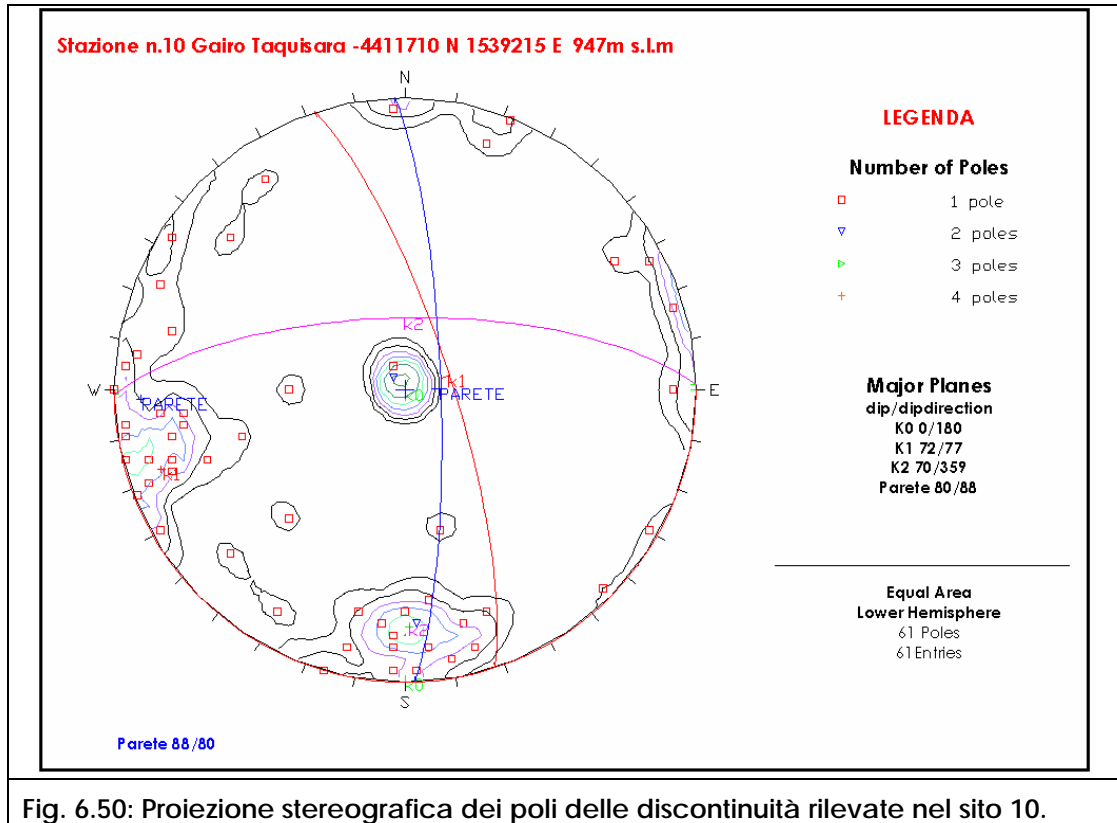


Fig. 6.50: Proiezione stereografica dei poli delle discontinuità rilevate nel sito 10.

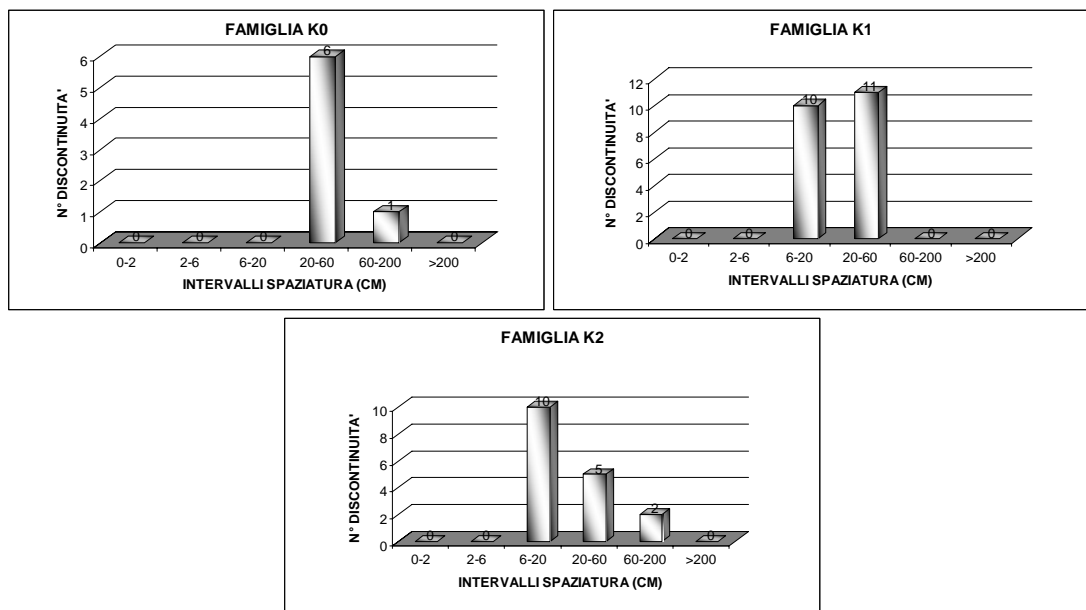


Fig. 6.51: Stazione 10. Istogrammi per il calcolo della spaziatura delle discontinuità.

$J_v = \sum_K \frac{N. \text{ discontinuità sistema}}{\sum \text{spaziature sistema}}$	$RQD = 115 - 3.3 \cdot J_v$
$J_v = \frac{7}{2.67} + \frac{21}{4.25} + \frac{17}{4.93} = 11.01$	$RQD = 115 - 3,3 \times 11.01 = 78.66\%$

Fig. 6.52: Stazione 10. Calcolo di J_v e del RQD

Sistema	Spaziatura	P. L. test	RQD	Apertura
k0	25	2.48	78.66	6
k1	23	2.48	78.66	3
k2	17	2.48	78.66	4

Fig. 6.53: Stazione 10. Parametri utilizzati per il calcolo del RMR

Sistema	RMR	SMR Plane	SMR Toppling
k0	54	67,55	69
k1	62	42	73,25
k2	66	73,5	77,25

Fig. 6.54: Stazione 10. Valori del SMR

6.12 Stazione strutturale 11

La stazione strutturale n. 11 è situata nella parte alta del versante a 942 m s.l.m.. Lo stendimento ha una lunghezza di 10 metri.

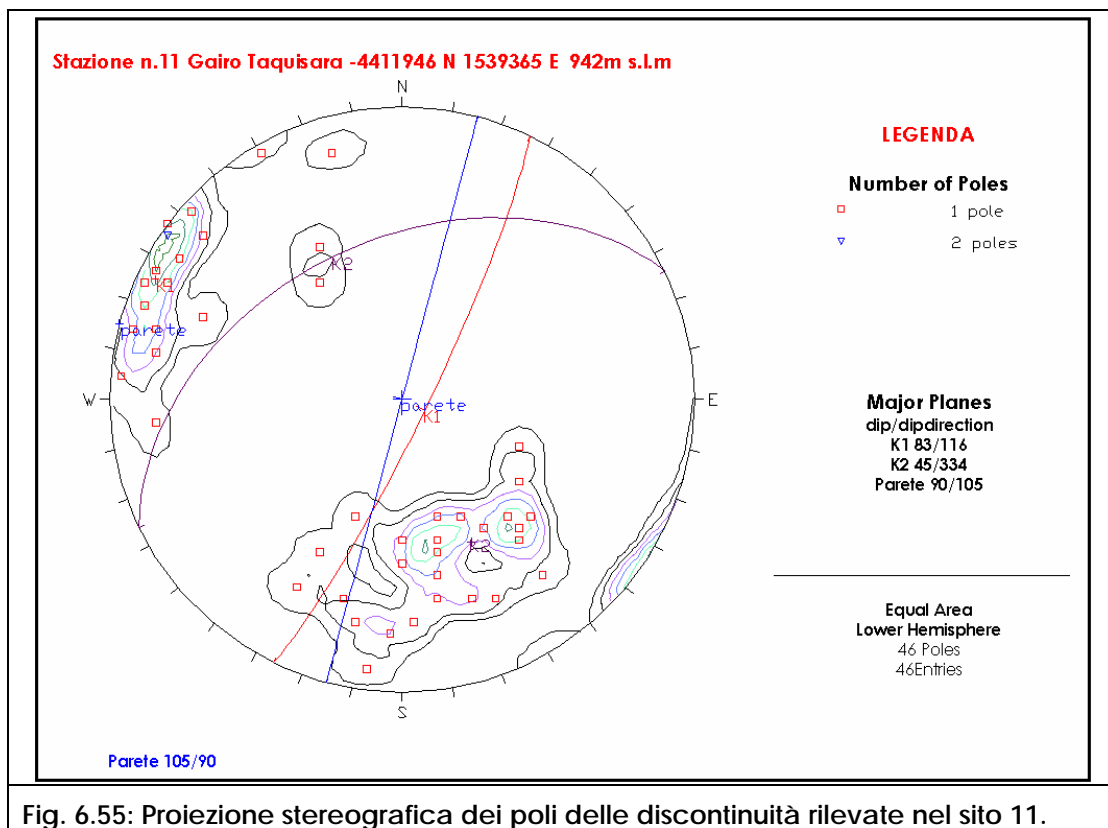


Fig. 6.55: Proiezione stereografica dei poli delle discontinuità rilevate nel sito 11.

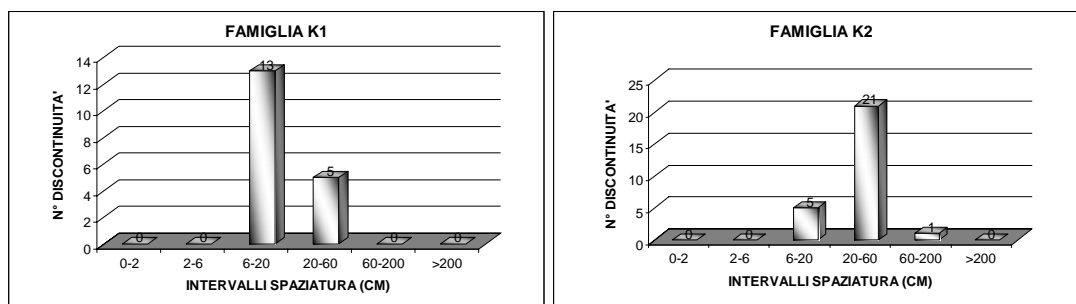


Fig. 6.56: Stazione 11. Istogrammi per il calcolo della spaziatura delle discontinuità.

$J_v = \sum_K \frac{N. \text{ discontinuità sistema}}{\sum \text{spaziature sistema}}$	$RQD = 115 - 3.3 \cdot J_v$
$J_v = \frac{18}{2.61} + \frac{26}{6.96} = 10.63$	$RQD = 115 - 3,3 \times 10.63 = 79.91\%$

Fig. 6.57: Stazione 11. Calcolo di J_v e del RQD

Sistema	Spaziatura	P. L. test	RQD	Apertura
k1	8	2.01	79.91	3
k2	35	2.01	79.91	6

Fig. 6.58: Stazione 11. Parametri utilizzati per il calcolo del RMR

Sistema	RMR	SMR Plane	SMR Toppling
k1	62	34,35	73,25
k2	63	70,35	74,25

Fig. 6.59: Stazione 11. Valori del SMR

6.13 Stazione strutturale 12

La stazione strutturale n. 12 è situata nella parte alta del versante a 982 m s.l.m.. Lo stendimento ha una lunghezza di 13 metri.

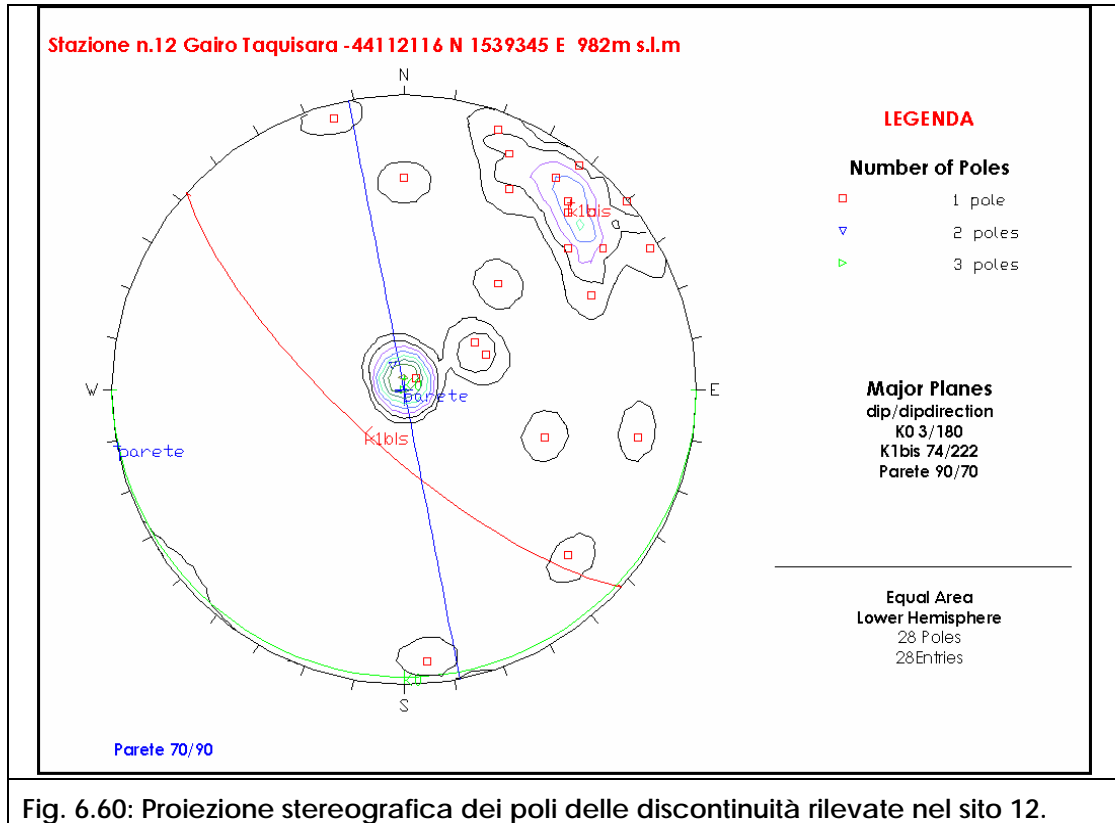


Fig. 6.60: Proiezione stereografica dei poli delle discontinuità rilevate nel sito 12.

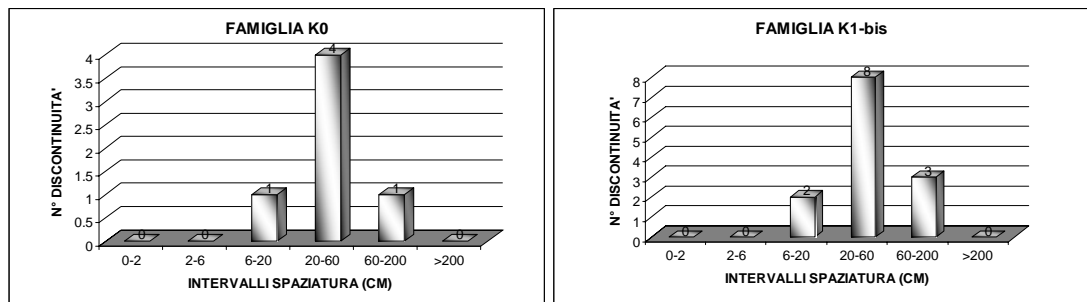


Fig. 6.61: Stazione 12. Istogrammi per il calcolo della spaziatura delle discontinuità.

$J_v = \sum_K \frac{N. \text{ discontinuità sistema}}{\sum \text{spaziature sistema}}$	$RQD = 115 - 3.3 \cdot J_v$
$J_v = \frac{6}{2.15} + \frac{14}{6.38} = 4.98$	$RQD = 115 - 3,3 \times 4.98 = 98.54\%$

Fig. 6.62: Stazione 12. Calcolo di J_v e del RQD

Sistema	Spaziatura	P. L. test	RQD	Apertura
k0	25	2.01	98.54	0
k1-bis	45	2.01	98.54	3

Fig. 6.63: Stazione 12. Parametri utilizzati per il calcolo del RMR

Sistema	RMR	SMR Plane	SMR Toppling
k0	73	86,65	88
k1-bis	72	78	83,25

Fig. 6.64: Stazione 12. Valori del SMR

6.14 Stazione strutturale 13

La stazione strutturale n. 13 è situata nella parte bassa del versante a 875 m s.l.m.. Lo stendimento ha una lunghezza di 10 metri.

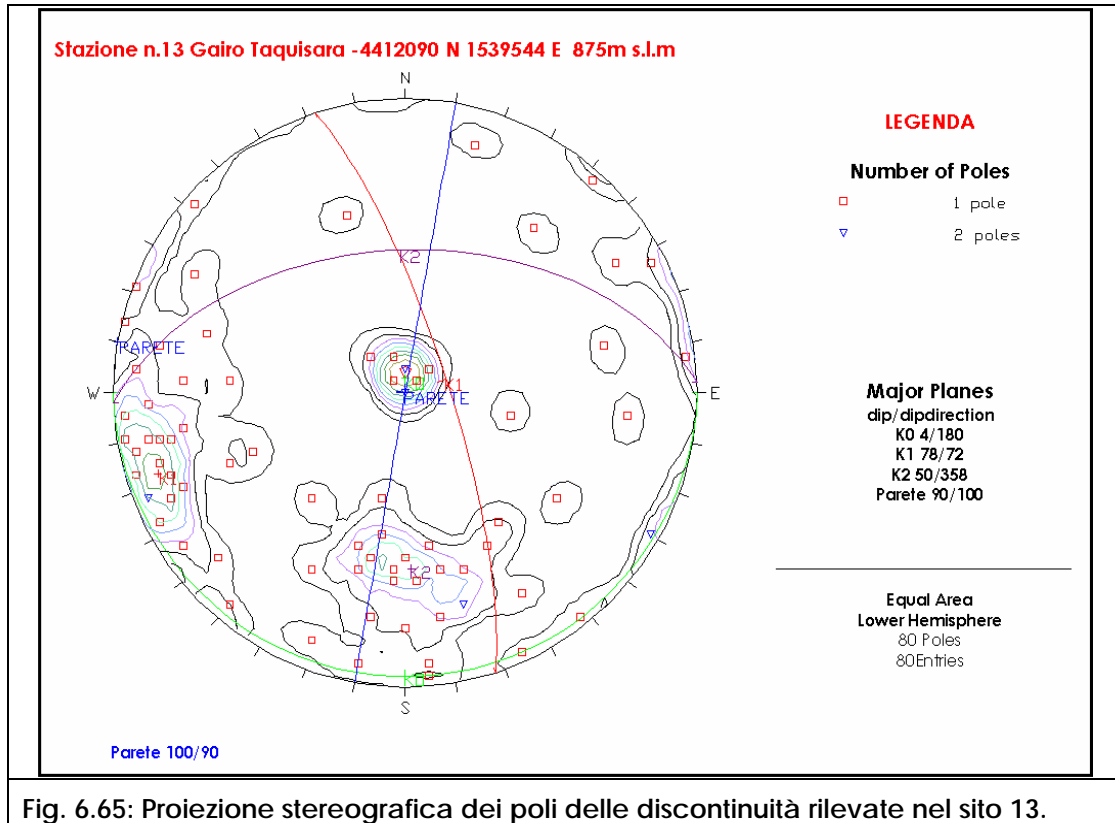


Fig. 6.65: Proiezione stereografica dei poli delle discontinuità rilevate nel sito 13.

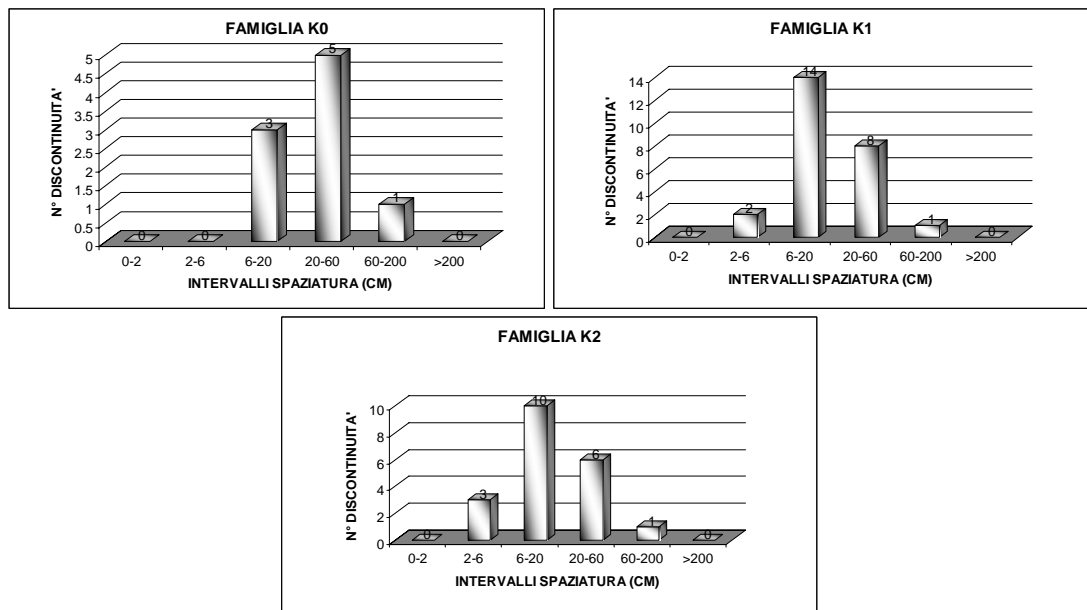


Fig. 6.66: Stazione 13. Istogrammi per il calcolo della spaziatura delle discontinuità.

$J_v = \sum_K \frac{N. \text{ discontinuità sistema}}{\sum \text{spaziature sistema}}$	$RQD = 115 - 3.3 \cdot J_v$
$J_v = \frac{9}{2.91} + \frac{31}{4.34} + \frac{21}{5.11} = 14.34$	$RQD = 115 - 3,3 \times 14.34 = 67.66\%$

Fig. 6.67: Stazione 13. Calcolo di J_v e del RQD

Sistema	Spaziatura	P. L. test	RQD	Apertura
K0	35	3.68	67.66	0
k1	18	3.68	67.66	3
K2	13	3.68	67.66	4

Fig. 6.68: Stazione 13. Parametri utilizzati per il calcolo del RMR

Sistema	RMR	SMR Plane	SMR Toppling
k0	61	74,65	76
k1	60	51	71,25
K2	64	70	75,25

Fig. 6.69: Stazione 13. Valori del SMR

6.15 Stazione strutturale 14

La stazione strutturale n. 14 è situata nella parte bassa del versante a 849 m s.l.m.. Lo stendimento ha una lunghezza di 10 metri.

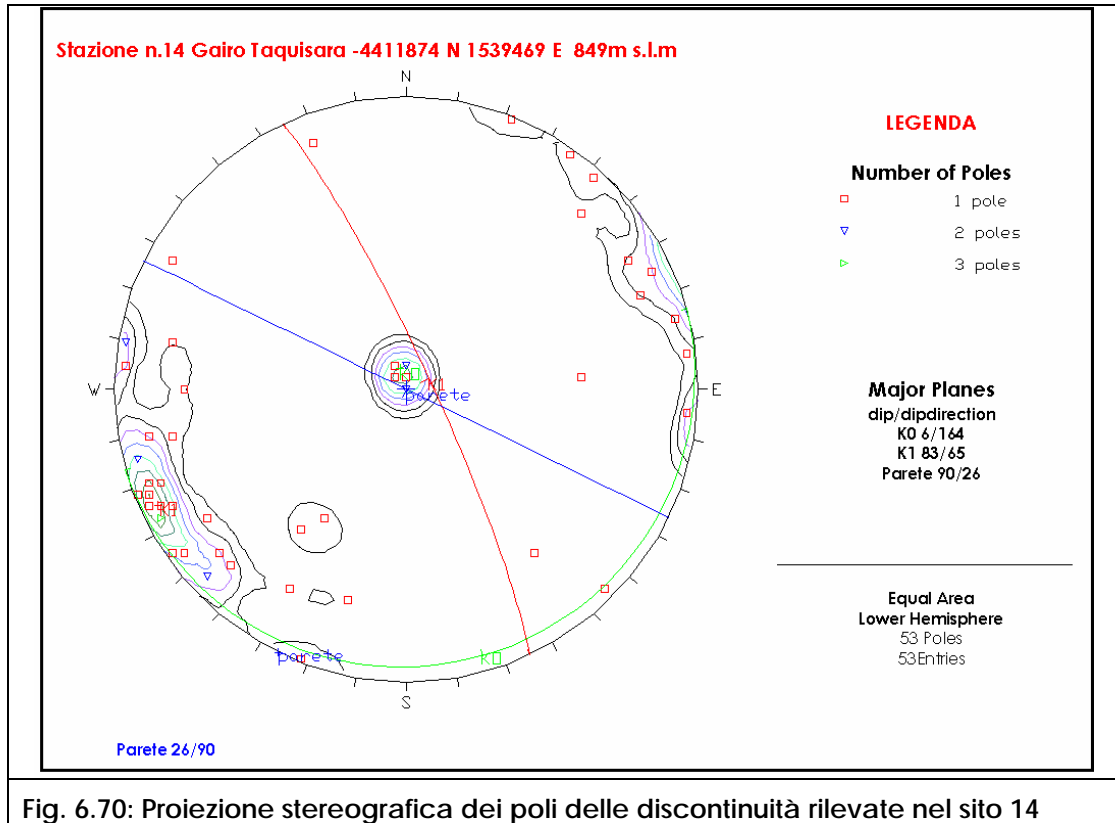


Fig. 6.70: Proiezione stereografica dei poli delle discontinuità rilevate nel sito 14

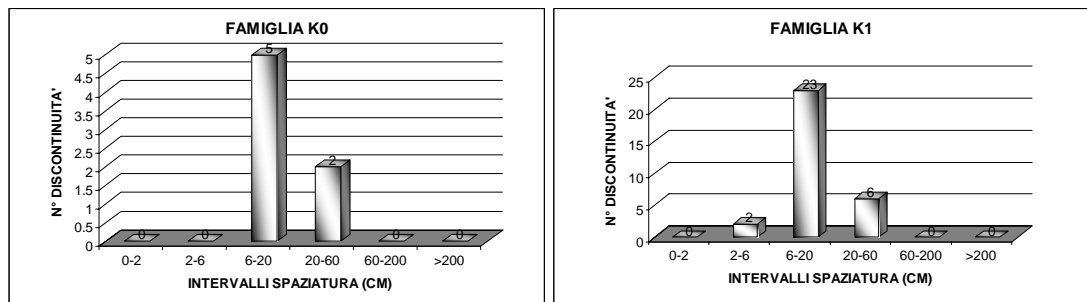


Fig. 6.71: Stazione 14 Istogrammi per il calcolo della spaziatura delle discontinuità.

$J_v = \sum_K \frac{N. \text{ discontinuità sistema}}{\sum \text{spaziature sistema}}$	$RQD = 115 - 3.3 \cdot J_v$
$J_v = \frac{7}{1.27} + \frac{31}{5.07} = 11.62$	$RQD = 115 - 3,3 \times 11.62 = 76.63\%$

Fig. 6.72: Stazione 14 Calcolo di J_v e del RQD

Sistema	Spaziatura	P. L. test	RQD	Apertura
K0	18	3.53	76.63	0
K1	13	3.53	76.63	6

Fig. 6.73: Stazione 14 Parametri utilizzati per il calcolo del RMR

Sistema	RMR	SMR Plane	SMR Toppling
k0	63	76,65	78
K1	63	70,5	74,25

Fig. 6.74: Stazione 14 Valori del SMR

6.16 Stazione strutturale 15

La stazione strutturale n. 15 è situata nella parte alta del versante a 944 m s.l.m.. Lo stendimento ha una lunghezza di 10 metri.

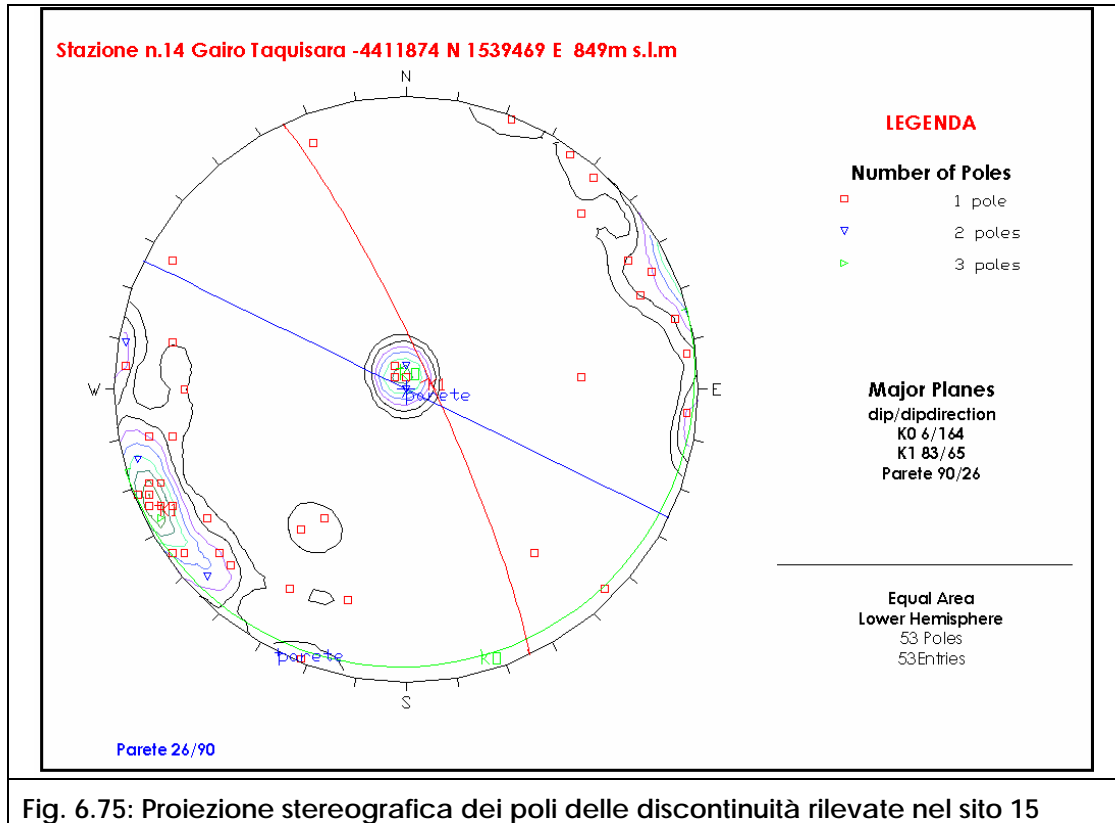


Fig. 6.75: Proiezione stereografica dei poli delle discontinuità rilevate nel sito 15

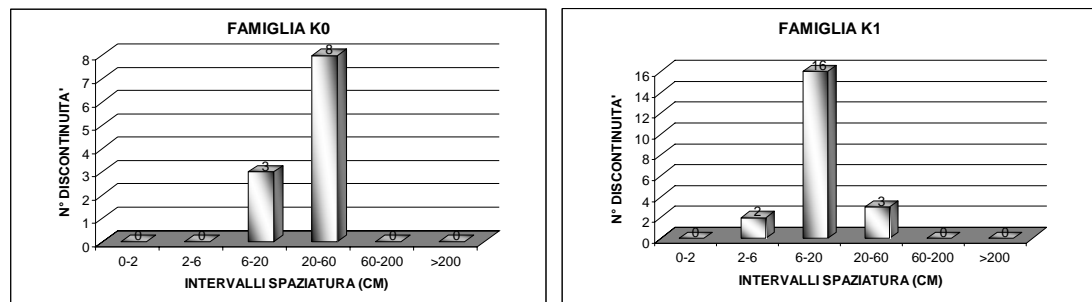


Fig. 6.76: Stazione 15 Istogrammi per il calcolo della spaziatura delle discontinuità.

$J_v = \sum_K \frac{N. \text{ discontinuità sistema}}{\sum \text{spaziature sistema}}$	$RQD = 115 - 3.3 \cdot J_v$
$J_v = \frac{11}{2.74} + \frac{21}{3.03} = 10.94$	$RQD = 115 - 3,3 \times 10.94 = 78.88\%$

Fig. 6.77: Stazione 15 Calcolo di J_v e del RQD

Sistema	Spaziatura	P. L. test	RQD	Apertura
K0	18	4.26	78.88	0
K1	13	4.26	78.88	4

Fig. 6.78: Stazione 15 Parametri utilizzati per il calcolo del RMR

Sistema	RMR	SMR Plane	SMR Toppling
k0	70	83,65	85
K1	67	47	78,25

Fig. 6.79: Stazione 15 Valori del SMR

6.17 Stazione strutturale 16

La stazione strutturale n. 16 è situata nella parte bassa del versante a 874 m s.l.m.. Lo stendimento ha una lunghezza di 10 metri.

Le superfici dei giunti si presentano asciutte, ma la presenza di patine di ossidazione su alcune di esse testimonia la presenza di acqua almeno nei periodi maggiormente piovosi e limitatamente alla porzione di roccia più esterna.

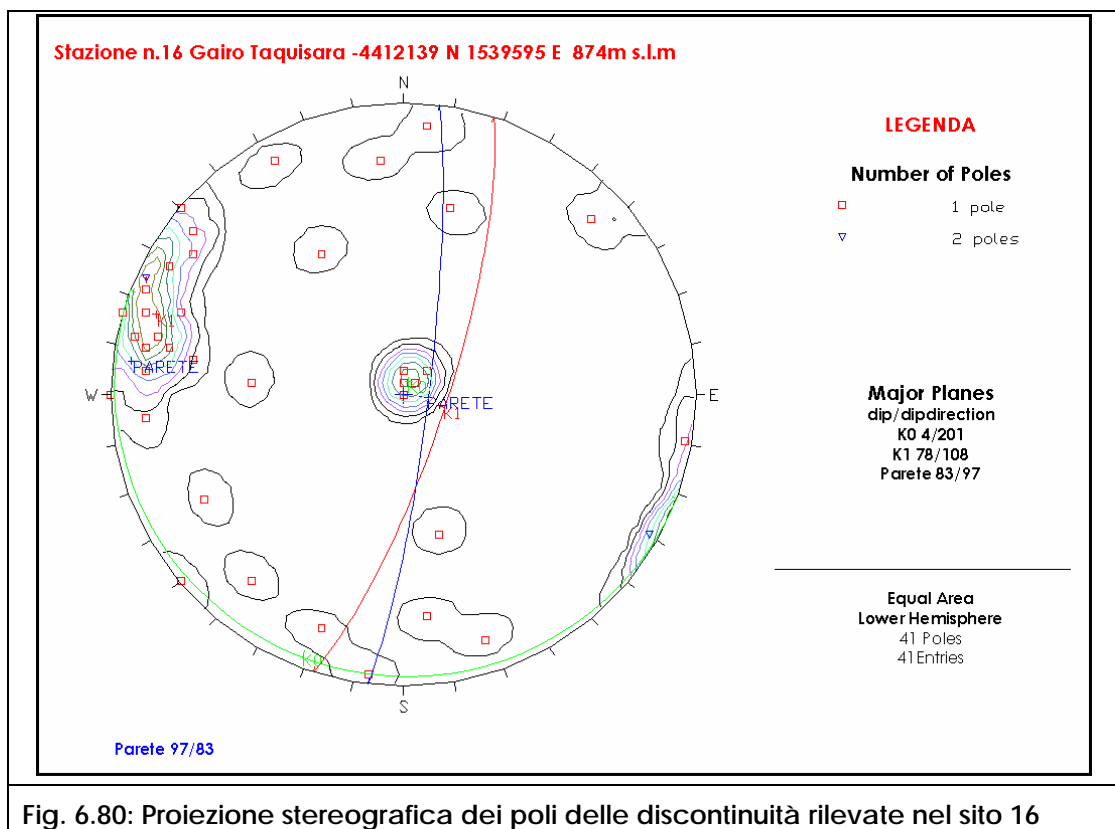


Fig. 6.80: Proiezione stereografica dei poli delle discontinuità rilevate nel sito 16

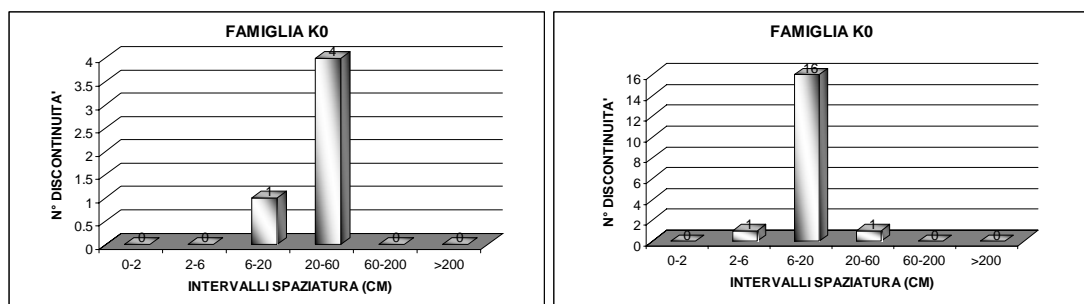


Fig. 6.81: Stazione 16 Istogrammi per il calcolo della spaziatura delle discontinuità.

$J_v = \sum_K \frac{N. \text{ discontinuità sistema}}{\sum \text{spaziature sistema}}$	$RQD = 115 - 3.3 \cdot J_v$
$J_v = \frac{5}{1.58} + \frac{18}{2.07} = 11.86$	$RQD = 115 - 3,3 \times 11.86 = 75.86\%$

Fig. 6.82: Stazione 16 Calcolo di J_v e del RQD

Sistema	Spaziatura	P. L. test	RQD	Apertura
K0	26	4.42	75.86	0
K1	13	4.42	75.86	4

Fig. 6.83: Stazione 16 Parametri utilizzati per il calcolo del RMR

Sistema	RMR	SMR Plane	SMR Toppling
k0	66	79,65	81
K1	63	35,5	74,25

Fig. 6.84: Stazione 16 Valori del SMR

6.18 Stazione strutturale 17

La stazione strutturale n. 17 è situata nella parte bassa del versante a 822 m s.l.m.. Lo stendimento ha una lunghezza di 10 metri.

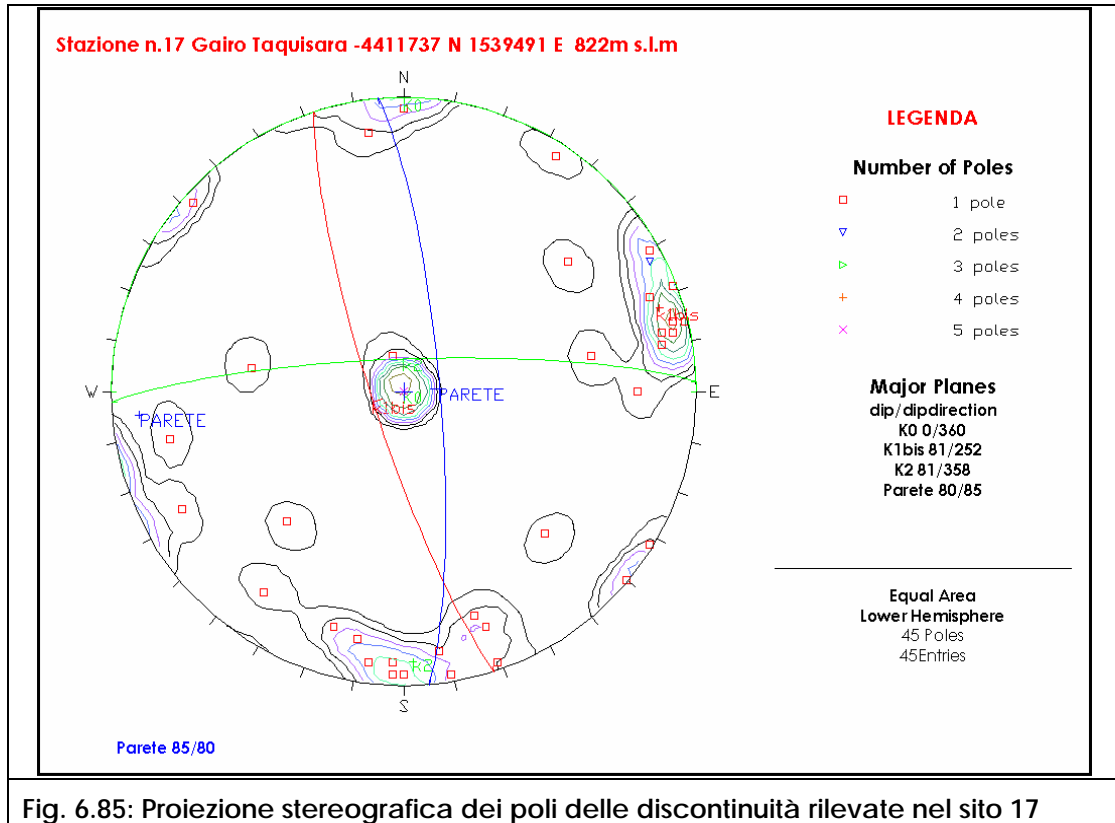


Fig. 6.85: Proiezione stereografica dei poli delle discontinuità rilevate nel sito 17

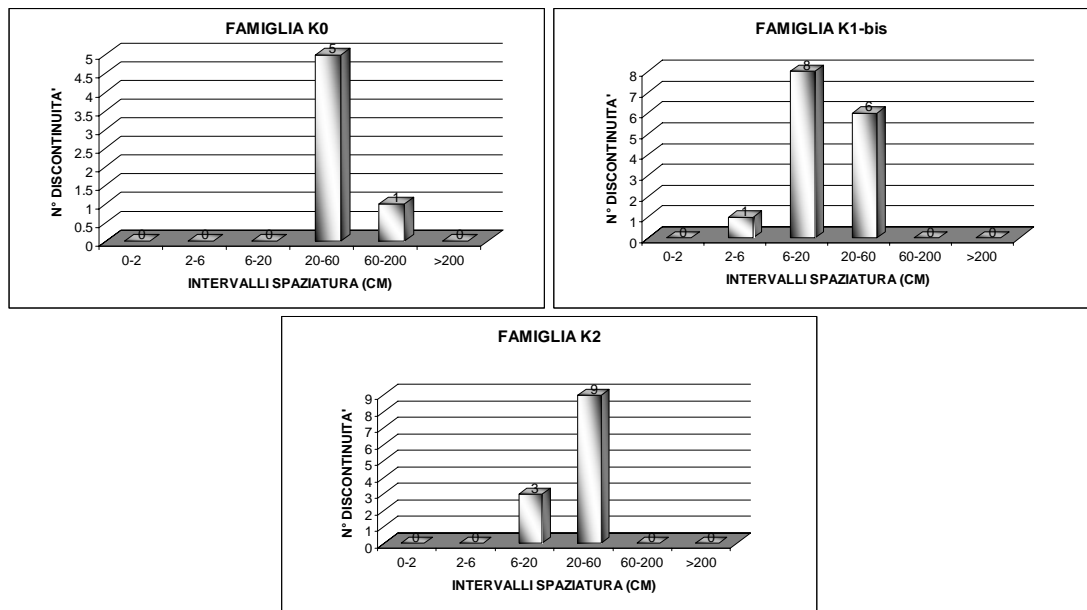


Fig. 6.86: Stazione 17 Istogrammi per il calcolo della spaziatura delle discontinuità.

$J_v = \sum_K \frac{N. \text{discontinuità sistema}}{\sum \text{spaziature sistema}}$	$RQD = 115 - 3.3 \cdot J_v$
$J_v = \frac{6}{2.71} + \frac{15}{2.87} + \frac{12}{4.27} = 10.25$	$RQD = 115 - 3.3 \times 10.25 = 81.17\%$

Fig. 6.87: Stazione 17 Calcolo di J_v e del RQD

Sistema	Spaziatura	P. L. test	RQD	Apertura
K0	26	3.66	81.17	0
K1-bis	13	3.66	81.17	4
K2	38	3.66	81.17	3

Fig. 6.88: Stazione 17 Parametri utilizzati per il calcolo del RMR

Sistema	RMR	SMR Plane	SMR Toppling
k0	65	80	80
K1-bis	61	68,65	58,5
K2	64	69,5	73,25

Fig. 6.89: Stazione 17 Valori del SMR

6.19 Stazione strutturale 18

La stazione strutturale n. 18 è situata al piede del versante a 814 m s.l.m.. Lo stendimento ha una lunghezza di 14 metri.

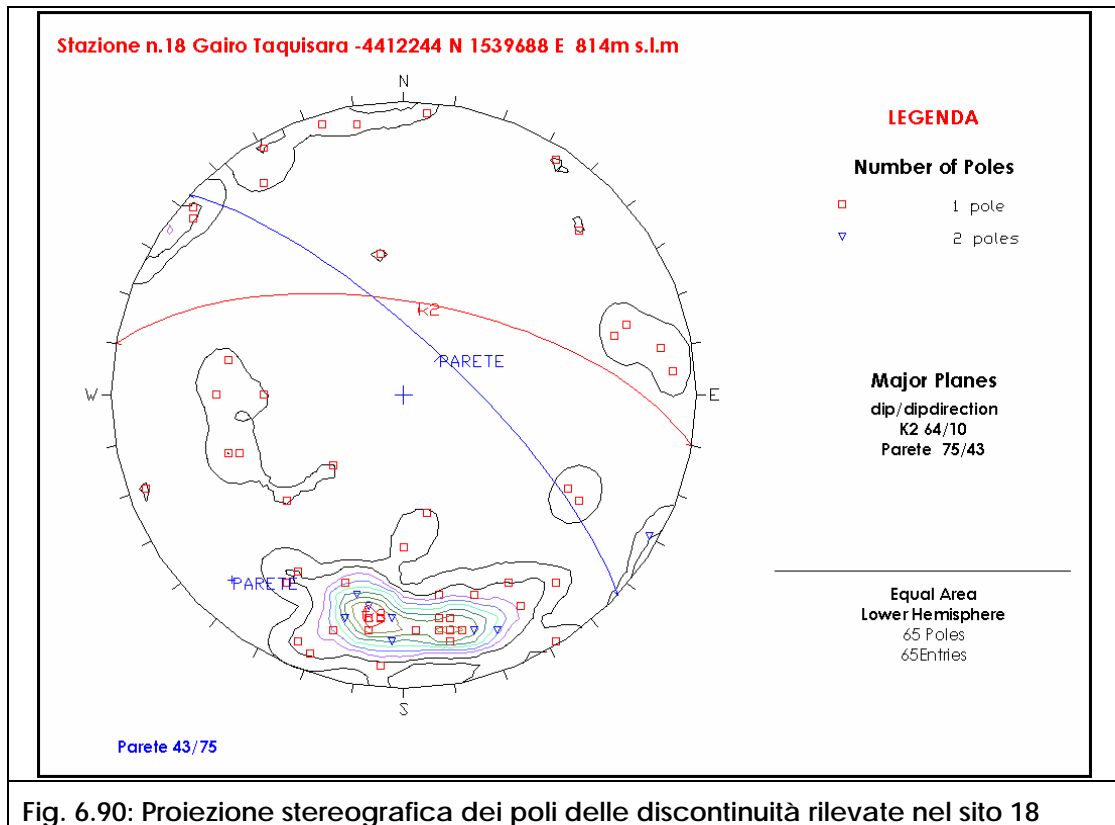


Fig. 6.90: Proiezione stereografica dei poli delle discontinuità rilevate nel sito 18

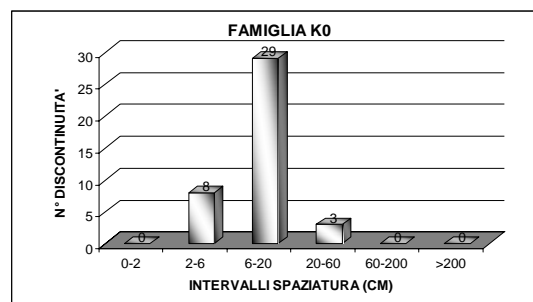


Fig. 6.91: Stazione 18 Istogrammi per il calcolo della spaziatura delle discontinuità.

$J_v = \sum_K \frac{N. \text{ discontinuità sistema}}{\sum \text{spaziature sistema}}$	$RQD = 115 - 3.3 \cdot J_v$
$J_v = \frac{40}{3.77} = 10.61$	$RQD = 115 - 3,3 \times 10.61 = 79.98\%$

Fig. 6.92: Stazione 18 Calcolo di J_v e del RQD

Sistema	Spaziatura	P. L. test	RQD	Apertura
K0	16	4.11	79.98	4

Fig. 6.93: Stazione 18 Parametri utilizzati per il calcolo del RMR

Sistema	RMR	SMR Plane	SMR Toppling
k0	65	72,5	76,25

Fig. 6.94: Stazione 18 Valori del SMR

6.20 Stazione strutturale 19

La stazione strutturale n. 19 è situata nella parte bassa del versante a 789 m s.l.m.. Lo stendimento ha una lunghezza di 17 metri.

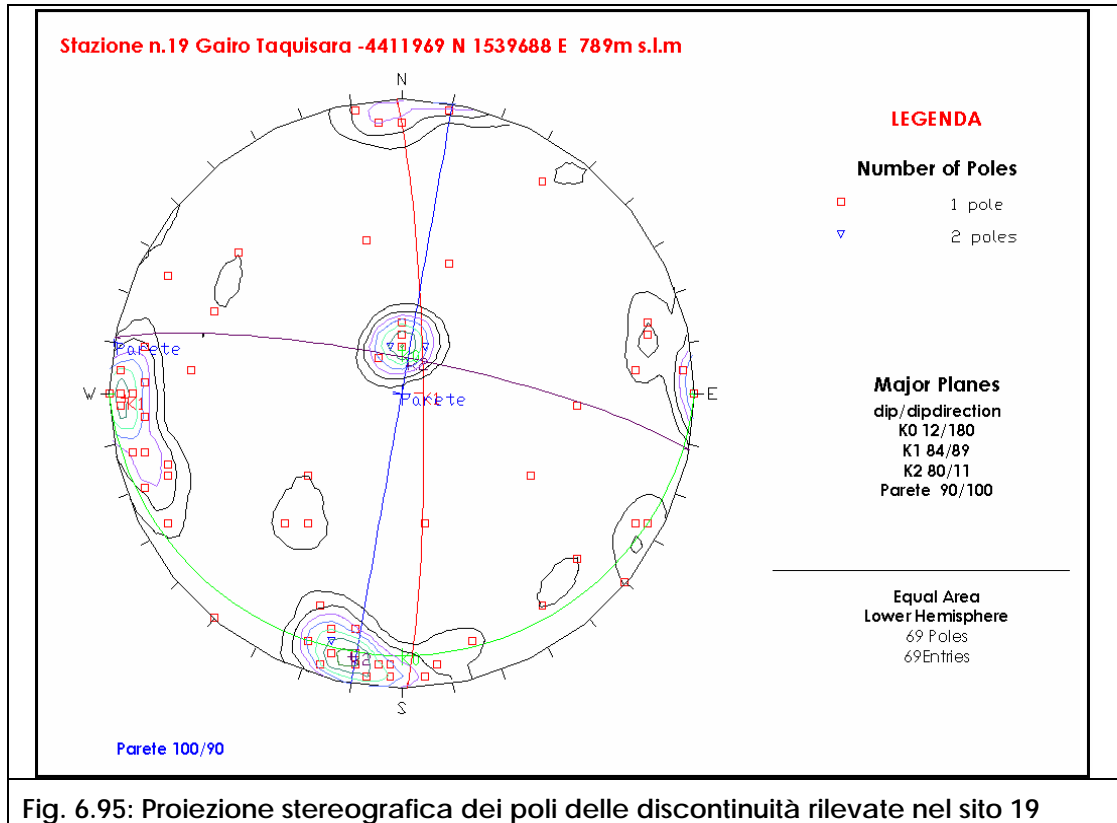


Fig. 6.95: Proiezione stereografica dei poli delle discontinuità rilevate nel sito 19

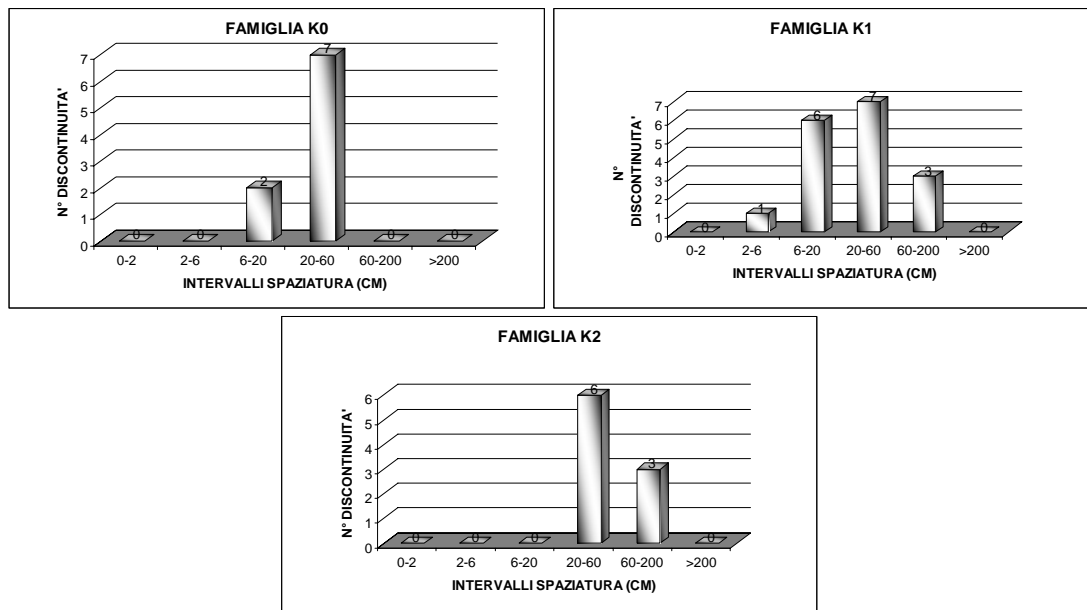


Fig. 6.96: Stazione 19 Istogrammi per il calcolo della spaziatura delle discontinuità.

$J_v = \sum_K \frac{N. \text{discontinuità sistema}}{\sum \text{spaziature sistema}}$	$RQD = 115 - 3.3 \cdot J_v$
$J_v = \frac{9}{3.2} + \frac{14}{3.05} + \frac{9}{4.76} = 9.29$	$RQD = 115 - 3.3 \times 9.29 = 84.33\%$

Fig. 6.97: Stazione 19 Calcolo di J_v e del RQD

Sistema	Spaziatura	P. L. test	RQD	Apertura
K0	42	6.19	84.33	0
K1	28	6.19	84.33	8
K2	88	6.19	84.33	4

Fig. 6.98: Stazione 19 Parametri utilizzati per il calcolo del RMR

Sistema	RMR	SMR Plane	SMR Toppling
K0	72	85,65	87
K1	64	36,5	75,25
K2	71	78,5	82,25

Fig. 6.99: Stazione 19 Valori del SMR

6.21 Stazione strutturale 20

La stazione strutturale n. 20 è situata nella parte bassa del versante a 812 m s.l.m.. Lo stendimento ha una lunghezza di 10 metri.

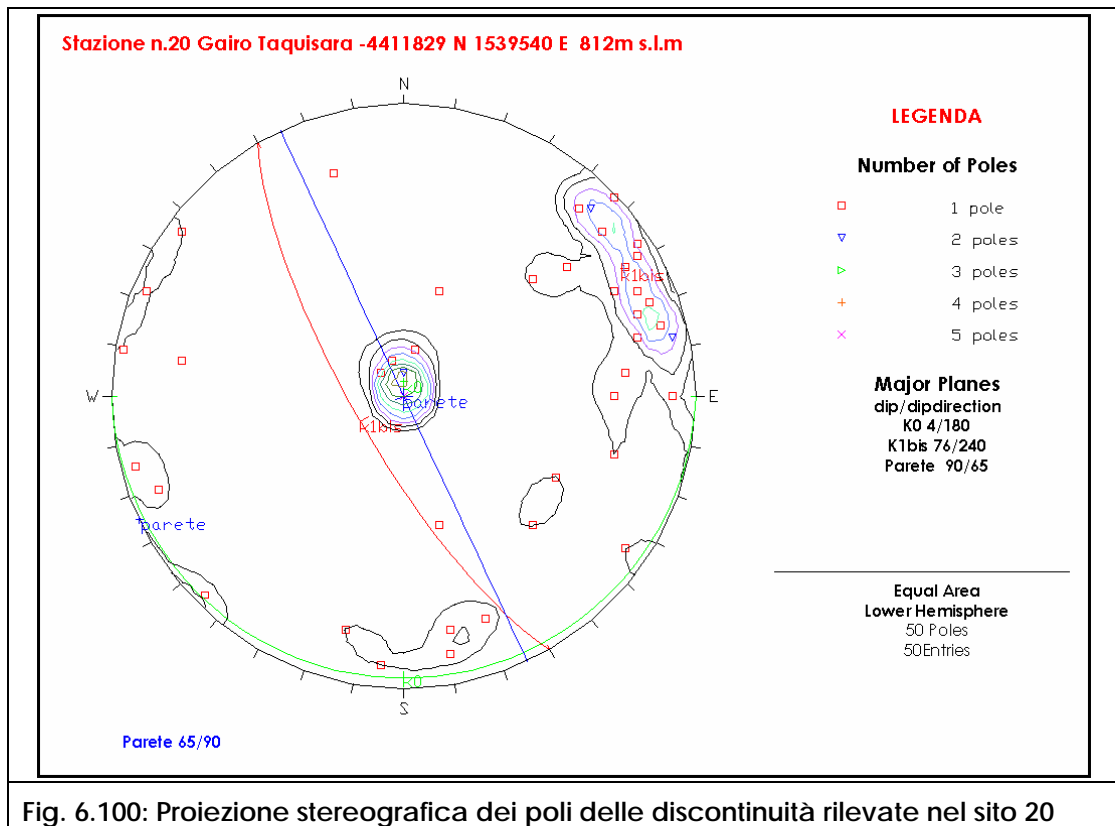


Fig. 6.100: Proiezione stereografica dei poli delle discontinuità rilevate nel sito 20

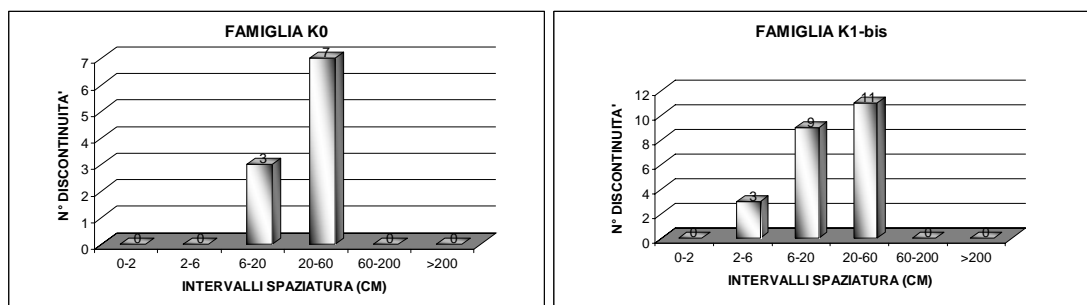


Fig. 6.101: Stazione 20. Istogrammi per il calcolo della spaziatura delle discontinuità.

$J_v = \sum_K \frac{N. \text{discontinuità sistema}}{\sum \text{spaziature sistema}}$	$RQD = 115 - 3.3 \cdot J_v$
$J_v = \frac{10}{2.3} + \frac{23}{4.68} = 9.26$	$RQD = 115 - 3,3 \times 9.26 = 84.53\%$

Fig. 6.102: Stazione 20 Calcolo di J_v e del RQD

Sistema	Spaziatura	P. L. test	RQD	Apertura
K0	42	5.56	84.53	8
K1-bis	26	5.56	84.53	3

Fig. 6.103: Stazione 20 Parametri utilizzati per il calcolo del RMR

Sistema	RMR	SMR Plane	SMR Toppling
K0	70	85	81,25
K1-bis	67	73	60,75

Fig. 6.104: Stazione 20 Valori del SMR

6.22 Analisi con il metodo SMR

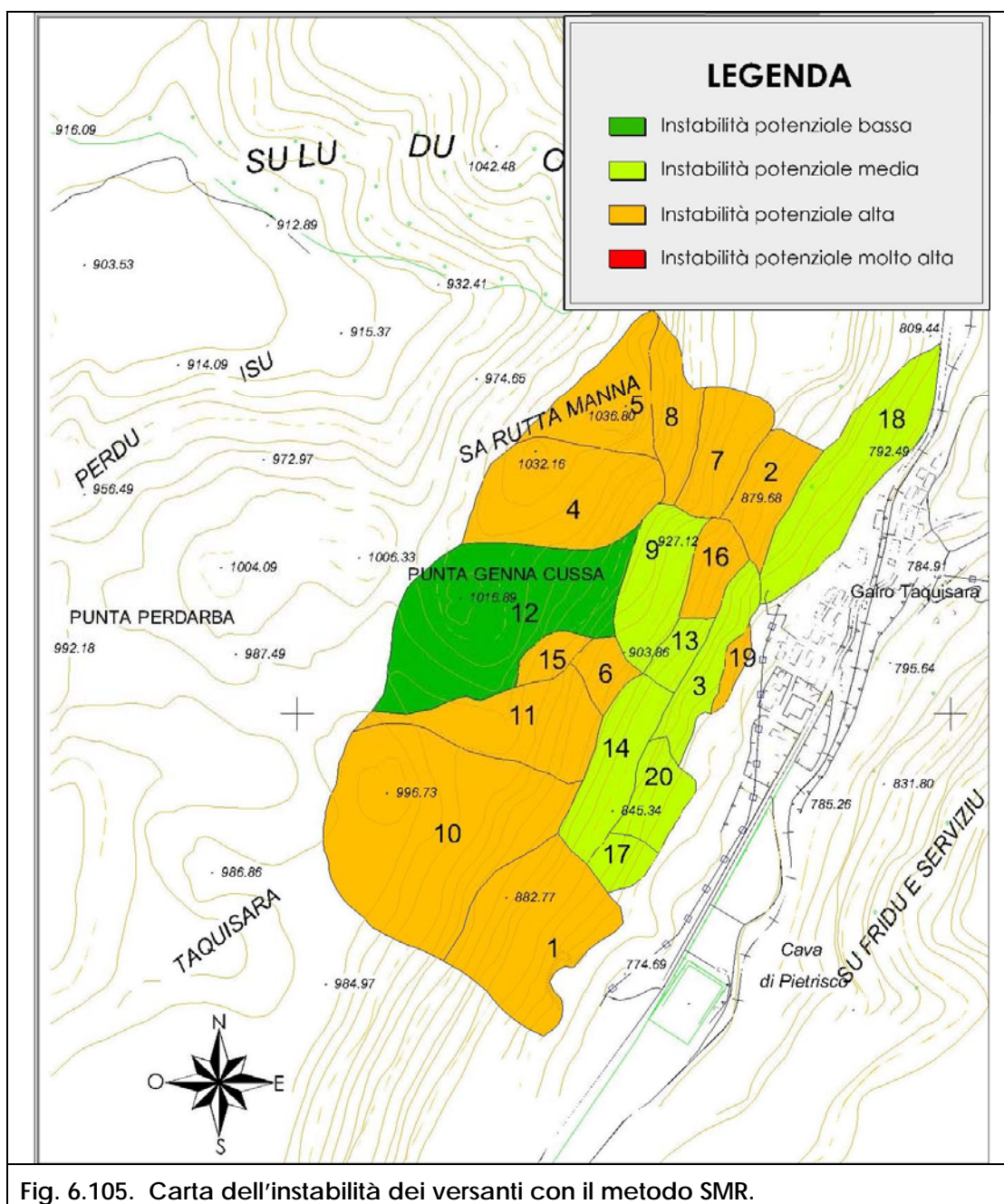
Il metodo proposto da Romana prevede cinque classi di stabilità secondo il valore dell'indice SMR. I valori più bassi di tale indice rappresentano le condizioni più sfavorevoli per quanto riguarda la stabilità del versante. Per rendere tali risultati confrontabili con le altre metodologie adottate per la zonazione di pericolosità franosa, le cinque classi proposte nella classificazione di Romana sono state riportate a 4 classi di pericolosità. Il risultato dell'indice SMR è stato inoltre estrapolato a tutta l'area d'influenza di ogni stazione valutata sulla base di considerazioni di uniformità litologica, strutturale e morfologica.

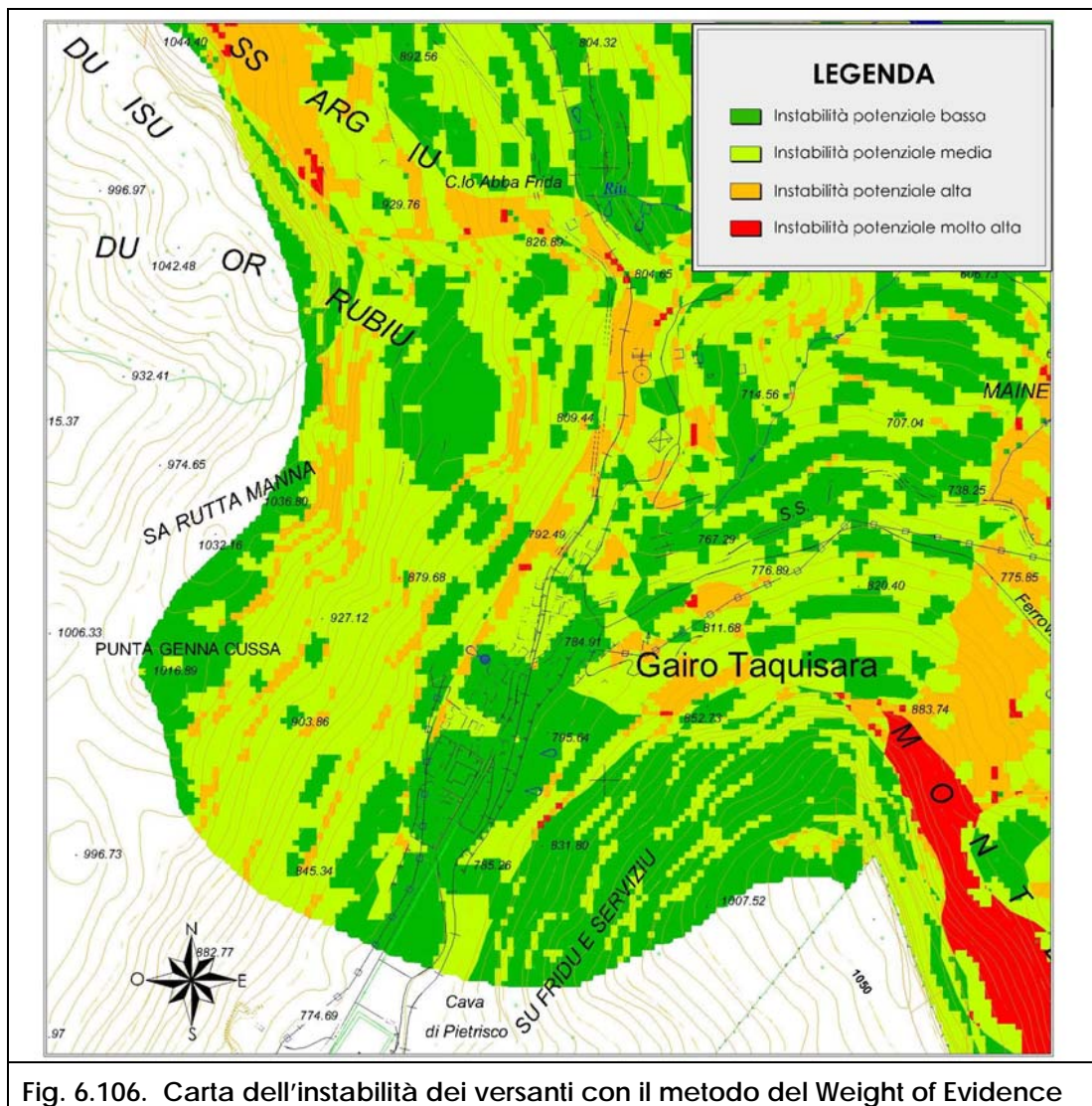
Classe Pericolosità	IV	III	II	I
Valore SMR Plane/Toppling	0 - 25	25 - 50	50 - 75	75 - 100
Grado Pericolosità	molto elevato	elevato	medio	basso

In figura 6.105 è riportata la carta di pericolosità geologica ottenuta con il metodo SMR, che viene messa a confronto con le analoghe carte di pericolosità ottenute per il medesimo versante di Gairo Taquisara, con i metodi del Weight of Evidence (Fig. 6.106), dell'Overlay Mapping (Fig. 6.107) e delle reti neurali (Fig. 6.108),

Esaminando i risultati delle varie stazioni si evince che sono presenti su quasi tutte le stazioni strutturali rilevate due sistemi principali di discontinuità, quello denominato K₀ e quello denominato K₁. Il sistema di discontinuità K₀ ha

mediamente una giacitura orizzontale e coincide con la stratificazione della formazione calcareo-dolomitica. L'altro sistema rilevato è quello K_1 , in giacitura spesso sub-parallela al versante, alternativamente a franapoggio (K_1) e reggipoggio (K_{1bis}). La particolare giacitura della famiglia K_1 favorisce la formazione di fenomeni di crollo, inquadrabili nella categoria degli scivolamenti planari.





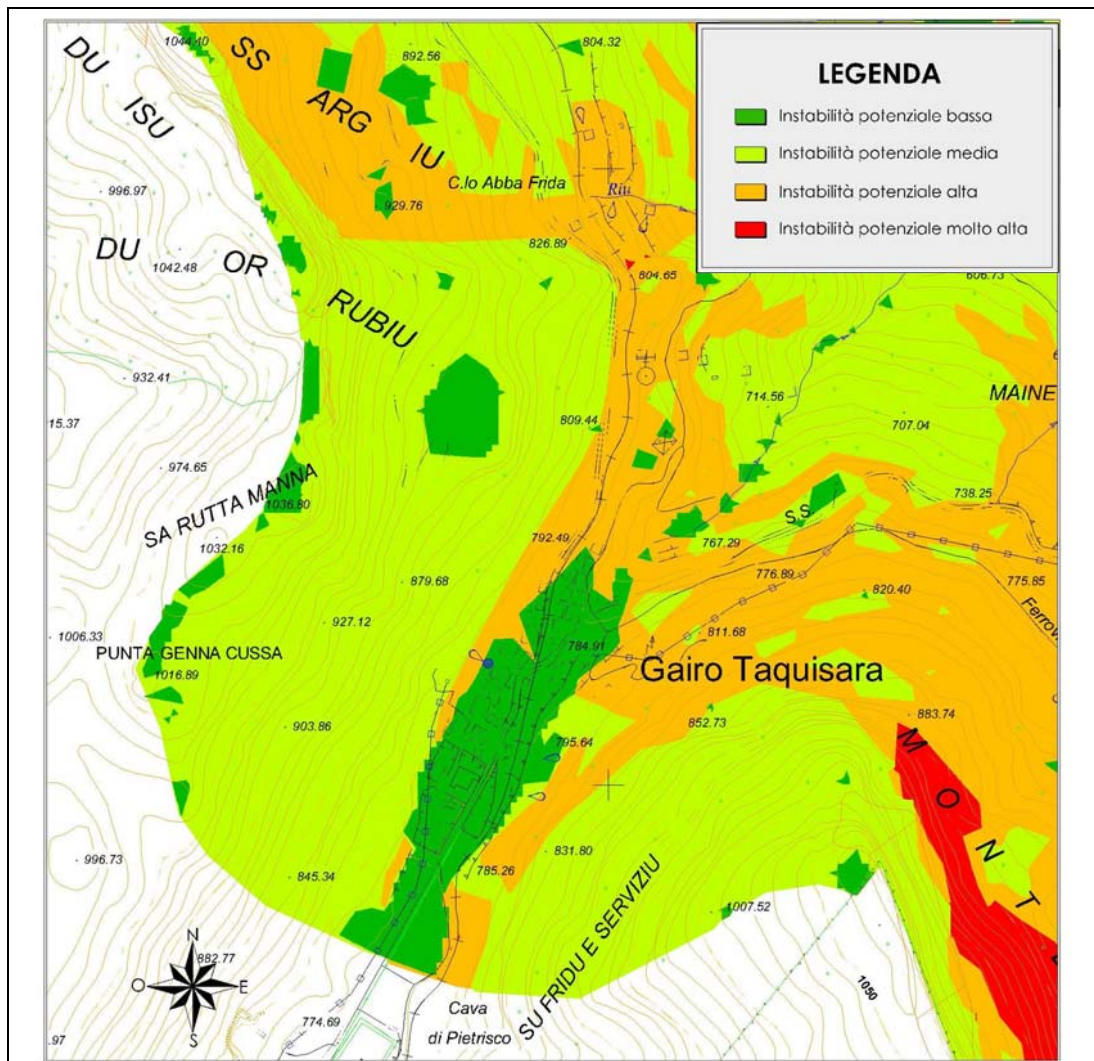


Fig. 6.107. Carta dell'instabilità dei versanti con il metodo dell'Overlay mapping

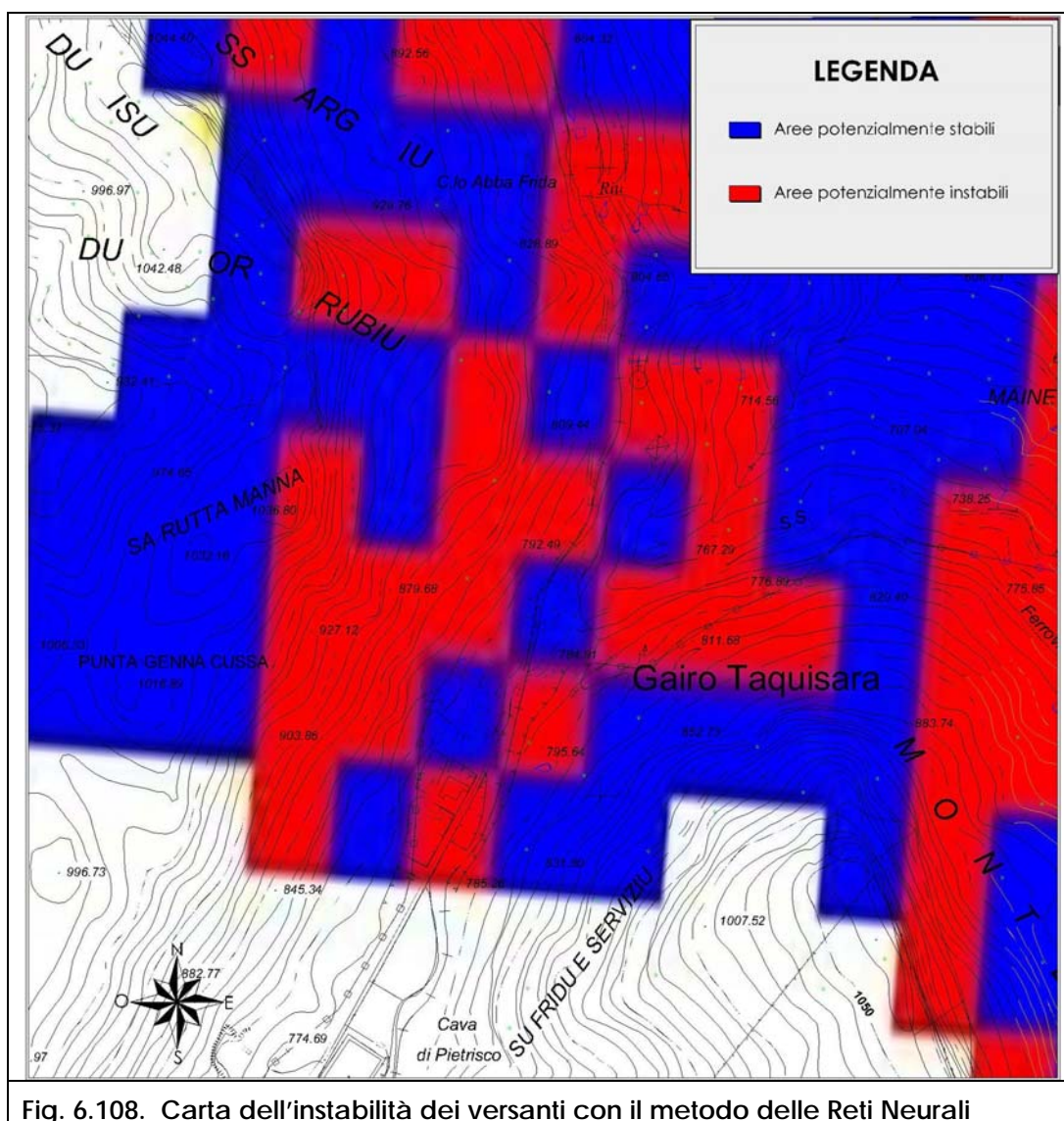


Fig. 6.108. Carta dell'instabilità dei versanti con il metodo delle Reti Neurali

La metodologia proposta da Romana ha permesso una corretta identificazione del grado di instabilità del versante prospiciente l'abitato di Gairo Taquisara. La maggior parte del versante è stata infatti classificata in classe d'instabilità alta; solo l'area di *Punta genna e cussa* è stata classificata nella classe d'instabilità bassa. La parte del versante adiacente al centro abitato è stata classificata nella classe di instabilità media.

Sia il metodo dell'Overlay Mapping che quello del Weight of Evidence hanno invece classificato buona parte del medesimo versante nella classe di instabilità media. È evidente come questi metodi non siano riusciti ad evidenziare efficacemente la pericolosità dei fenomeni di crollo. Il metodo del Weight of evidence individua delle piccole aree ad instabilità elevata, ma nell'insieme giudica l'area abbastanza stabile. Il metodo neurale è

riuscito ad evidenziare con una buona approssimazione la pericolosità del versante di Gairo Taquisara. Questi risultati dimostrano come la valutazione dell'instabilità di una certa area, in cui sono presenti diverse tipologie di fenomeni franosi, sia un'operazione molto delicata. Le diverse tipologie di dissesto che sono presenti nella valle del Rio Pardu non possono essere analizzate con una metodologia unica; infatti, se il nostro obiettivo è quello di valutare l'instabilità delle coltri detritiche poggianti su di un basamento stabile, difficilmente nello stesso tempo, con la stessa metodologia d'analisi, potremo valutare l'instabilità dei fenomeni di crollo. A fenomeni diversi corrispondono cause diverse. Le relazioni tra la franosità e le caratteristiche litologiche, di uso del suolo, di acclività e di tutti i fattori che possono essere considerati influenti sul manifestarsi dei fenomeni di dissesto, variano al variare della tipologia franosa analizzata; in pratica non possiamo utilizzare sempre gli stessi *pesi*. Le metodologie che sfruttano le reti neurali, ad una prima analisi, sembra siano in grado di ovviare a questi problemi, anche se in questo lavoro non sono state testate a sufficienza per poter esprimere un giudizio definitivo in merito.

CONCLUSIONI

La cartografica di pericolosità geologica costituisce una tappa fondamentale per la conoscenza del territorio, quale elemento strategico e propedeutico alle attività di programmazione in materia di difesa, protezione e gestione del suolo e del sottosuolo. La valutazione della pericolosità richiede l'analisi dei fattori che determinano le condizioni di instabilità e le mutue interazioni fra questi. Partendo da tali presupposti, questo lavoro si è proposto l'obiettivo prioritario di testare una metodologia di valutazione della pericolosità geologica dei versanti capace di rispondere alle reali e concrete esigenze della pianificazione territoriale a livello locale. Per la produzione della carta di pericolosità geologica è stata utilizzata una metodologia di indicizzazione dei fattori di suscettività franosa (Overlay Mapping), nella variante proposta da Dovera, Mancini, Salis (2000), con alcune modifiche ed integrazioni che la rendono idonea alla valutazione di pericolosità a scala locale. A tale scopo si è provveduto a sperimentare nell'area di Muravera, Comune ubicato sulla costa sud-orientale della Sardegna, una specifica metodologia di valutazione e pesatura del parametro litologico che rendesse più affidabile e meno soggettivo il processo di valutazione della pericolosità. L'applicazione di tale metodologia ha permesso di definire localmente le condizioni di fratturazione ed alterazione dei vari litotipi affioranti nell'area in studio, rendendo in tal modo molto più oggettiva, rispetto alla metodologia originaria, l'assegnazione dei pesi al parametro litologia. Durante il rilevamento delle caratteristiche geomeccaniche delle varie litologie presenti nell'area in studio sono state rilevate ed analizzate tutte le situazioni geomorfologiche potenzialmente instabili. Poiché il metodo dell'Overlay

Mapping non è in grado di evidenziare le aree interessate da fenomeni di crolli e di colate di detrito, i risultati dell'Overlay Mapping sono stati integrati con quelli delle perimetrazioni delle aree potenzialmente interessate dai fenomeni di crollo e colata detritica, ottenuti sia in base al rilevamento di campagna, sia basandosi su considerazioni geomorfologiche ed idrauliche. Poiché le classificazioni di pericolosità geologica ottenute con il metodo dell'Overlay Mapping producono risultati molto frazionati, si è altresì proceduto ad un'operazione di accorpamento delle aree perimetrate, nelle diverse classi di pericolosità, basandosi soprattutto su considerazioni geomorfologiche. È stato inoltre inserito un filtro grafico che automaticamente equipara le aree con pendenza inferiore al 20%, non interessate da fenomeni franosi, alla classe Hg1 (instabilità dei versanti e pericolosità geologica bassa). Tutte queste operazioni hanno permesso di definire nel dettaglio le reali condizioni di pericolosità geologica dell'area in studio; al contempo hanno permesso di produrre una cartografia di dettaglio sufficientemente omogenea e definita, utilizzabile concretamente in sede locale come supporto per le future scelte urbanistiche e di pianificazione territoriale. Nel complesso il territorio del comune di Muravera non presenta situazioni particolarmente critiche. L'area occupata dal centro urbano e quelle limitrofe non sono interessate da fenomeni franosi e si può ipotizzare che anche nel futuro non lo saranno. Gli unici fenomeni di dissesto idrogeologico che potrebbero interessare l'area del centro urbano, sono quelli di colata detritica. La particolare conformazione idrologica del bacino, che consta di diversi torrenti che scaricano le loro acque alla periferia del centro abitato, la presenza di versanti molto acclivi nella parte a sud del centro abitato stesso e la presenza di aree ricoperte da detrito di falda poco cementato o da coltri di alterazione molto potenti, creano tutti i

presupposti perché in quest'area, in concomitanza con fenomeni meteorologici di intensità estrema, si manifestino fenomeni di colata detritica.

Il secondo obbiettivo di questo lavoro era quello di confrontare i risultati delle valutazioni di pericolosità geologica effettuate su una stessa area, con metodi di zonazione di pericolosità franosa differenti: il metodo di indicizzazione dei fattori di suscettività franosa (Overlay Mapping), un metodo statistico (Weight of Evidence) e uno basato sulle reti neurali. Per effettuare questo confronto si è scelto di lavorare in un'area nella quale i problemi d'instabilità dei versanti sono rilevanti e ben conosciuti, quella della valle del Rio Pardu, nel territorio comunale di Gairo, in Ogliastra. Il confronto tra questi metodi ha permesso di valutarne le potenzialità, le difficoltà di applicazione e più in generale le loro differenze. Sulla base dei risultati e delle analisi condotte nel presente lavoro si può affermare che i risultati ottenuti con le tre metodologie non si differenziano in maniera sostanziale. Al fine di stabilire le capacità predittive di questi metodi, quando le aree indagate sono costituite principalmente da pareti in roccia, e le problematiche di dissesto sono principalmente crolli o ribaltamenti, i risultati ottenuti con queste metodologie nell'area del versante di Gairo Taquisara, sono stati messi a confronto con quelli ottenuti applicando, nella medesima area, il metodo SMR di Romana, metodo che, ricordiamo, è stato elaborato proprio per valutare l'instabilità di versanti aventi questo tipo di condizioni geomorfologiche. L'applicazione del metodo SMR di Romana ha evidenziato le condizioni di pericolosità geologica del versante di Gairo Taquisara. L'analisi geo-meccanica degli ammassi rocciosi rilevati ha permesso di definire quali sono le famiglie di discontinuità che determinano i

fenomeni d'instabilità presenti nel versante analizzato. In particolare la famiglia denominata K₁, presentandosi spesso a franapoggio in giacitura sub-parallela rispetto a quasi tutti i fronti esaminati, determina dei cunei di roccia molto instabili per scivolamento planare. La particolare conformazione geomorfologica, l'assenza su quasi tutto il versante di vegetazione arborea e/o arbustiva, le forti pendenze e la fratturazione dell'ammasso roccioso calcareo-dolomitico, sono le cause principali dell'instabilità delle pareti del versante di Gairo Taquisara.

Per concludere segue una disamina schematica dei vantaggi e degli svantaggi che l'applicazione delle diverse metodologie hanno evidenziato.

L'analisi con il metodo dell'Overlay Mapping ha i seguenti vantaggi:

- Per essere implementata non richiede necessariamente di una cartografia dei fenomeni franosi pregressi.
- Avendo un sistema predefinito di suddivisione in classi dei risultati, permette un agevole ed immediato confronto fra i risultati ottenuti su diverse aree.
- È di facile implementazione, non richiedendo delle particolari conoscenze statistiche o informatiche.
- Ha una buona adattabilità ai diversi contesti geomorfologici, in quanto si possono testare diversi "pesi", fino a trovare quelli più adatti alla situazione in esame.

L'analisi con il metodo dell'Overlay Mapping ha i seguenti svantaggi:

- Il processo classico di assegnazione dei pesi è molto soggettivo, dipendendo totalmente dall'esperienza e dalle conoscenze dell'operatore.

- Non si ha un sistema oggettivo che permetta di discriminare tra i vari parametri, al fine di capire quali siano quelli più influenti sull'accadimento dei fenomeni franosi.
- Mal si adatta a quei territori dove le tipologie dei dissesti possibili sono multiple e differenti tra di loro.

L'analisi con il metodo del Weight of evidence ha i seguenti vantaggi:

- Si ha un sistema oggettivo che permette di discriminare tra i vari parametri, al fine di capire quali siano quelli più influenti sull'accadimento dei fenomeni franosi.
- Si ha un sistema oggettivo per suddividere il risultato in classi.
- I pesi vengono calcolati ex-novo per ogni area indagata, consentendo al metodo di autotararsi sui fenomeni franosi esistenti.
- Il processo di assegnazione dei pesi è oggettivo e quasi indipendente dalle scelte dell'osservatore.

L'analisi con il metodo del Weight of evidence ha i seguenti svantaggi:

- I risultati di diverse aree analizzate sono confrontabili solo se si uniformano preventivamente gli intervalli di classificazione dei risultati.
- Mal si adatta a quei territori dove le tipologie di dissesto possibili sono multiple e differenti tra di loro.
- Per essere implementato, necessità di informazioni sui fenomeni di dissesto pregressi, precise ed affidabili.
- Richiede una buona preparazione statistica ed informatica dell'operatore.
- Sovrastima o sottostima i pesi dei parametri meno presenti arealmente.

Per quanto riguarda l'analisi con il metodo delle reti neurali, non si possono ancora esprimere dei giudizi sufficientemente precisi, poiché si devono ancora perfezionare e migliorare gli algoritmi utilizzati; tuttavia i primi risultati sono molto promettenti.

Bibliografia

Amadesi E., et al (1977), Guida alla realizzazione di una carta della stabilità dei versanti, Pitagora ed., Bologna.

Amanti M., Carrara A., Castaldo G., Colosimo P., Risotti G., Govi M., Marchionna G., Nardi N., Panizza M., Pecci C., Vinello G., 1992 Progetto C.A.R.G., "Linee guida per la realizzazione di una cartografia della pericolosità geologica connessa ai fenomeni franosi di instabilità dei versanti alla scala 1:50000"

Ardau F., Barbieri G., Cardia B. (2004) - "Landslide hazard zoning of the Rio Pardu valley (Sardinia, Italy)". The 11th International Conference of IACMAG, 19-24 giugno 2005 Torino, Patron Editore, Bologna, pp. 185-192.

Barbieri G., Fenu G., Ghiglieri G. (2002) – Zonazione di pericolosità franosa del versante di Gairo S.Elena (Sardegna centro-orientale) – Convegno Conservazione dell'Ambiente e Rischio Idrogeologico, Assisi pp. 352-359

Barbieri G., Barbieri S., Cambuli P. (2006) – Reliability of landslide hazard mapping using neural networks in an unstable area of Sardinia (Italy) – In: Voinov, A., Jakeman, A., Rizzoli, A. (eds). Proceedings of the iEMs Third Biennial Meeting. Burlington, USA, July 2006. CD ROM. Internet: <http://www.iemss.org/iemss2006/sessions/all.html>

Barbieri G., Cambuli P. (2007) – Landslide hazard zoning of the Muravera hillside (Sardinia, Italy) –AOGS2007 4th Annual Meeting, Bangkok (in stampa).

Barca S., Di Gregorio (1979) – La successione ordoviciana-siluriana inferiore nel Sarrabus (Sardegna sud-orientale). Mem. Soc. Geol. It., 20 (1979): 189-202, Roma.

Barca S. & Maxia M. (1982) Assetto stratigrafico e tettonico del Paleozoico del Sarrabus occidentale. In L. Carmignani, T. Cocuzza, C. Grezzo, P.C. Pertusati & C.A. Ricci (Eds.): "Guida alla geologia del Paleozoico sardo". Società Geologica Italiana. Guide Geologiche Regionali: 87-93, Cagliari.

Bieniawski Z.T 1979. The geomechanics classification in rock engineering applications. In: Proc. 4° Int. Congr. Rock Mech. Montreux. Vol.2. pp. 41-48. Balkema, Rotterdam.

Bieniawski Z.T, 1993. Classification of Rock Masses for engineering: the RMR System and future trends. Comprehensive Rock Engineering Hudson, Brown, Fairhurst & Hoek.

Bonham-Carter, G. F. Agterberg F. P., and D. F. Wright (1988), Integration of Geological Datasets for Gold Exploration in Nova Scotia, in American Society for Photogrammetry and Remote Sensing

Bonam-Carter, G.F. Agterberg, F. P. and Wright, D.F. (1989), Weights of evidence modelling: a new approach to mapping mineral potential: Statistical Application in the Earth Sciences, ed. F.P. Agterberg and G.F Bonam-Carter; Geological Survey of Canada, Paper 89-9. p.171-183.

Bonham-Carter G.F, Agterberg F.P., and D.F. Wright (1990), Statistical Pattern Integration for Mineral Exploration, in Geological Survey of Canada Contribution No. 24088.

Bonham-Carter, G.F., 1996, Geographic information modelling with GIS. Pergamon Press, Canada, 398 p.

Brabb, E.E., (1984), Innovative approaches to landslide hazard and risk mapping. In Proc., Fourth International Symposium on Landslides, Canadian Geotechnical Society, Toronto, Canada, vol: 1, pp. 307-324.

Calvino F (1959) Lineamenti strutturali del Sarrabus-Gerrei (Sardegna sud orientale). Boll. Serv. Geol. D'It., 81: 489-556, Roma.

Calvino F. (1963) Carta Geologica d'Italia, Foglio 227, Muravera, Servizio Geologico d'Italia, Roma.

Carmignani L., Oggiano G., Barca S., Conti P., Salvadori I., Eltrudis A., Funedda A., e Pasci S. (2001): Geologia della Sardegna, Note Illustrative della Carta Geologica della Sardegna a scala 1:200.000. Mem. Descr. Carta Geologica d'Italia, Serv. Geol. It., 60, Ist. Poligr. Zecca dello Stato, Roma.

Carmignani L., Pertusati P.C., Barca S., Carosi R., Di Pisa A., Gattiglio M., Musumeci G. e Oggiano G. (1992) - Struttura della Catena Ercinica in Sardegna. Guida all'Escursione, Escursioni in Sardegna.

Carrara, A. (1983): Multivariate Models for Land-slide Hazard Evaluation, Mathematical Geology, Volume 15, No. 3, pages 403-427.

Chang-Jo F. Chung and Yvon Leclerc (1995). Use of quantitative techniques for zoning landslide hazard. Proceedings annual conference of the International Association of Mathematical Geology

Cocozza Tommaso (1974). Schema stratigrafico-strutturale del massiccio sardo-corso e minerogenesi della Sardegna, Estr. da: Memorie della societa geologica italiana, 1974, v. 13.

Cruden D.M. & Varnes D.J. (1996) – *Landslide types and processes*. In: A.K. Turner & R.L. Shuster (Eds.), *Landslides: investigation and mitigation*. Transportation Research Board, National Research Council, Special Report 247, 36-75. National Academy Press, Washington DC, USA.

Dovera, Mancini, Salis (2000) Attivita' di individuazione e di perimetrazione delle aree a rischio idraulico e geomorfologico e delle relative misure di salvaguardia.

Falzo Lorenzo (2007), "Valutazione di pericolosità franosa con il metodo SMR di Romana del versante di Gairo Taquisara (Sardegna centro-orientale)", tesi di laurea Università di Cagliari, relatori: G. Barbieri e P. Cambuli

- Frederik. P. Agterberg , Qiuming Cheng, 2002, Conditional Independence Test for Weights-of-Evidence Modeling, in Natural Resources Research, Volume 11, Number 4 / December, 2002.
- G. Fenu (2001), "Zonazione della pericolosità franosa del versante di Gairo S. Elena (Sardegna centro-orientale)", tesi di laurea, Università di Cagliari, relatori: G. Barbieri e G. Ghiglieri
- IFFI (2004). IFFI (inventario dei fenomeni franosi in Italia), Regione autonoma della Sardegna, Servizio Geologico d'Italia, APAT (Agenzia per la protezione dell'ambiente e per i servizi tecnici).
- Loi Michele (2006), "Valutazione del rischio di frana del versante sinistro della valle del Rio Pardu (Sardegna centro-orientale)", tesi di laurea Università di Cagliari, relatori: G. Uras e P. Cambuli
- Lyell, C. (1830-1833) Principles of Geology, 3 volumes.
- Majid H. Tangestani (2003), "Landslide susceptibility mapping using the fuzzy gamma operation in a GIS, Kakan catchment area, Iran", Map India 2003, Disaster Management.
- Maxia C., Ulzega A., Marini C., (1973), "Studio geomorfologico dei dissesti nel bacino del rio Pardu (Sardegna centro-orientale). Pubbl. n°121, vol.misc. XII.
- Metodologie per la descrizione quantitativa delle discontinuità nelle rocce, Estratto dalla rivista Italiana di Geotecnica n°2, 1993
- "Note illustrative della Carta Geologica di Italia 1:50000 – Foglio 549 Muravera".
- Pack, R. T., D. G. Tarboton, C. N. Goodwin, A. Prasad, (2005), "SINMAP 2. A Stability Index Approach to Terrain Stability Hazard Mapping, technical description and users guide for version 2.0," Utah State University
- PAI (2004). Piano di Assetto Idrogeologico, Regione Autonoma della Sardegna, "Individuazione e perimetrazione delle aree a rischio idraulico e geomorfologico e delle relative misure di salvaguardia", Legge 267 del 3-08-1998
- Raccomandazioni ISRM per la misura della resistenza al punzonamento., Rivista italiana di Geotecnica n°1, 1994.
- Romana M. (1985), New adjustment ratings for application of Bieniawski classification to slope.Int. Symp.on the Role of Mechanics, Zacatecas, 49-53.
- Silvio Vardabasso (1956). "La fase sarda dell'orogenesi caledonica in Sardegna" Stuttgart Pag 120-127, Estr. da: Geotektonisches Symposium zu Ehren von Hans Stille.
- Spiegelhalter, D.J., 1986, Uncertainty in expert systems, in artificial intelligence and statistics (Gale, W.A., ed), Addison Wesley, Reading, Mass., pp. 17-55.

T. Y. Duman, T. Can, C. Gokceoglu, e H. A. Nefeslioglu (2005), Landslide susceptibility mapping of Cekmece area (Istanbul, Turkey) by conditional probability. Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss., 2, 155–208, 2005

Varnes D. J. & Commission on Landslide and other Mass Movements-IAEG (1984), Landslide Hazard Zonation: a Review of Principles and Practice, UNESCO Press, Paris.

Van Westen, C.J., 1992, Medium scale landslide hazard analysis using a PC based GIS: A case study from chinchina. In Proc., 1er Simposio Internacional sobre Sensores Remotes y Sistemas de Informacion Geografica (SIG) para el Estudio de Riesgos Naturales, Bogota, Colombia (Alzate, J.B. ed), Instituto Geografico Agustin Codazzi, Bogota, vol 2, pp20.

Van Westen, C.J., 1993, Application of geographic information systems to landslide hazard zonation. ITC Publication no: 15. International Institute for Aerospace and Earth Resources Survey, Enschede, The Netherlands, 245 pp.

Yesilnacar, E. and Hunter, G.J., 2004, "Application of Neural networks for Landslide Susceptibility Mapping in Turkey". In Recent Advances in Design and Decision Support Systems in Architecture and Urban Planning, J.P. van Leeuwen and H.J.P. Timmermans (eds), Kluwer Academic: London, pp. 3-18.

Yin, K.L., and Yan, T.Z., 1988, Statistical prediction model for slope instability of metamorphosed rocks. In Proc., Fifth International Symposium in Landslides (C.Bonnard ed), Lausanne, A.A. Balkema, Rotterdam, Netherlands, Vol.2, 1269-1272.

Kelarestaghi A. (2003), Landslide hazard zonation in shirin Rood Drainage basin with using Geographic information system, sari, Iran. Map Asia 2003

Kobashi, S., and Suzuki, 1988, Hazard index for the judgement of slope stability in the Rokko Mountain region. In Proc., Interpraevent, 1988, Graz, Austria, vol 1., pp. 223-233.